C. 55 (05)

地質調査所月報

第 9 巻　第 10 號

目　　次

報　文

上野三義：岐阜県洞戸地区珪灰石調査報告……1
関根良弘：山口県大和鉱山珪灰石調査報告
—第1報　珪灰石の産状と鉱石について—……11
井上秀雄，土井啓司：愛媛県小大下島珪灰石調査報告……25
高橋博：福岡県採銅所地区珪灰石調査報告……35
堀内恵彦：熊本県竜峯地区珪灰石調査報告……45
石和田靖章，佐藤茂，牧野登喜男：常磐炭田中部地区における炭田ガスの
予察研究……47

資　料

地殻に発達する褶曲構造の主要成因型

化鉱 受 33.12.10 付 技術研究所

工業技術院地質調査所

昭和33年10月

報　文

553.62 : 550.85 (521.53)

岐阜県洞戸地区珪灰石調査報告

上野三義*

On the Wollastonite Deposits in Horado District, Gifu Prefecture

By

Mitsuyoshi Ueno

Abstract

The Paleozoic formation in the area is composed of clayslate, chert and silicious slate with lenticular limestone.

They are intruded by granitic rocks and quartz porphyry.

Many outcrops of wollastonite, of which origin is considered to be contact metamorphism, are found in limestone, chert and calcareous slate, but estimated ore reserves are very small.

The wollastonite ore is composed mainly of wollastonite, quartz associated with some amount of calcite, diopside, garnet, epidots and other skarn minerals.

要　旨

県武儀郡板取川上流の秩父古生層地域には，銅・鉛の接触鉱床と，石灰岩・チャート・石灰質粘板代した小規模の接触変成帯が多く，これらに伴な灰石を含むスカルン鉱物が生成され，しばしば珪床を形成している。

石の産地は銅・鉛・亜鉛鉱床のなかで，スカルンが発達した柿野・恵比須・矢坪・観音洞などの鉱り，珪灰石に富んだ部分がある。

鉱床以外の珪灰石露頭は洞戸村阿部地内，木作高近，高見地内および白谷キャンプ場附近にあり，も板取川に沿つて石灰岩を交代したものが“珪”として品質良好である。鉱床量は個々の露頭て3,000 t を超えるものがなく，柘榴石・緑簾石石などが散在し，また石英と方解石が常に含まれ。

1. 緒　言

県武儀郡洞戸村地域に賦存する珪灰石は，全国タ会，および2，3の製陶業者が利用試験を行つた結質においては陶磁器原料として活用しうる見込みもので，地質調査所は当地域の珪灰石の産状，規を明らかにすることを主目的として，地質・鉱床全般にわたる調査を担当し，昭和31年10月24日から約10日間，現地調査を実施した。

当地域には珪灰石以外に大小幾多の銅・鉛・亜鉛鉱床があり，地質調査所鉱床部[2]および名古屋駐在員事務所[3]がすでに金属鉱床の調査を実施しているので，地質・鉱床についてはなるべく重複をさけ，珪灰石についておもに報告する。

本調査に際して，全国タイル協会から珪灰石の利用試験に関する資料が与えられ，また現地では珪灰石の露出地案内等に，洞戸村の大沢重盛氏の協力を得たので，こゝに感謝の意を表する。

2. 位置および交通

珪灰石が露出するのは主として岐阜県武儀郡洞戸村の板取川の流域であつて，下洞戸(市場)から板取村南部に至る約7 km の間に露頭が点在する。また当地域には高賀村・下牧村・乾村にわたる地域に多くの銅・鉛・亜鉛鉱床があり，しばしば随伴鉱物として珪灰石が伴なわれている。

珪灰石の産地を示すと第1図の通りであるが，金属鉱物を伴なわない主要な珪灰石の露出地は

洞戸村阿部地内

同　木作地内高賀橋附近

同　高見地内

同　小瀬見白谷キャンプ場附近

床部

第 1 図 洞戸地方の鉱山および珪灰石産地分布図

板取村一里ボキ地内
である。

当地域に至るには東海道線岐阜駅，または越美南線美濃駅から下洞戸を経て板取川に沿う県道を，板取村杉原までバスの便があり，交通の便はよい。

鉱石は各山元から岐阜駅まで 28～32 km，美濃駅までは 20～23 km であり，いずれもトラック運搬が可能である。

3. 地質一般 (第 2 図参照)

調査範囲は洞戸村の下洞戸・上外戸・白谷および西洞地内を含む約 8 km² の地域であつて，当地域はいわゆる秩父古生層に属する古期堆積岩と，これを貫ぬく黒雲母花崗岩・花崗斑岩・石英粗面岩・変輝緑岩によつて構成されている。

秩父古生層は当地域に広く分布し，主として泥質粘板岩・チャートおよび珪質粘板岩の互層からなり，砂岩・礫岩・石灰質粘板岩などの薄層と，レンズ状の小規模石灰岩を挟有する。

石灰岩は板取川流域・東洞・西洞などに露出する西洞以外の石灰岩は走向延長 30～200 m，厚さ 10～程度である。当地域の石灰岩中および周辺にはしば銅・鉛・亜鉛などの鉱床が生成され，また珪灰石そのスカルン鉱物が多量に生じている所がある。

当地域の古生層は局部的な地層の擾乱が著しく，厚いチャートは珪質粘板岩と細かく互層し，複雑な曲構造が認められるが，全般的な地質構造は下洞戸西洞附近までは N60～80°E の走向で 30～60°N の を示し，北部の白谷・高見地区では N30～50°E に を変え，東洞—下洞戸を結ぶ NW—SE 方向を軸と 地層の大きな彎曲が認められる。

当地域には多数の断層が発達して，それぞれ地層 位させているが，E—W 方向および NE—SW 方向 層が多い。

調査範囲内の古生層の大部分が花崗岩の迸入によ 熱変質作用を蒙むり，粘板岩はホルンフェルス化さ

0 1000 2000m
乾村
北山
△907.6
△985.1
稚見
谷橋
高見
△513.6
上外戸
谷戸
阿弥陀堂
東洞
四洞
△623.1
柿野洞
洞戸村
下洞戸
木組
板取
板ヨ
△507.8
523
冲積層
チャート
石灰岩
泥質粘板岩および珪質粘板岩
緑色岩
石英粗面岩
花崗岩質岩石

第2図　洞戸地区地質図

石灰岩は再結晶して糖晶質石灰岩になつているが，熱変質の程度は花崗岩から離れた東洞以西の地域においては低い。

東洞および西洞附近の石灰岩は MgO を3～5％程度含むドロマイト質石灰岩であつて，有孔虫・海百合・腕足貝などの化石を含んでいる。採取した化石を，河田茂麿が鑑定した結果

Glomspira cfr. *pusilla* (Geinitz)
Ozawainella sp.
Schwagerina?

を検出した。これらの化石から古生層の時代はおゝむね二畳紀に属するものと推定される。

石英粗面岩は白谷橋から小瀬見に至る間，阿部―戸谷間の山地，東洞・洞郷の西側県道などに露出し，岩脈あるいは岩株状をなしている。一般に融食された石英・灰曹長石を斑晶とする隠微質石基からなる石英粗面岩が多いが，白谷橋附近のものは岩体の中心部にカリ長石を含み石英斑岩様の岩相を示し，周辺ほど石基が細かく斑状構造が著しい。また本岩は板取川の東側で花崗岩に接し，接触帯がホルンフェルス化されて微細な黒雲母が生成されている。

黒雲母花崗岩および花崗斑岩は白谷以東の上外戸から宮にわたる山地に分布し，黒雲母・石英・正長石・灰曹長石からなり，ソーシュライト化作用を受けている。本岩は古生層を捕獲し，周辺の地層をドーム状に押し上げ，粗粒質花崗岩・細粒質花崗岩・花崗斑岩が不規則に露出し，これらの岩石はおそらく浅成の同一岩体が岩相の変化を示しているものと思われる。

4. 珪灰石の産状

当地域に生成された珪灰石の産状には，接触交代鉱床に属する銅・鉛・亜鉛鉱床の随伴鉱物として珪灰石が伴なわれる場合と，石灰岩あるいは石灰質粘板岩などのなかに主として珪灰石・石英からなるスカルン帯を形成する場合とがある。多くの場合前者においては珪灰石とともに他のスカルン鉱物・金属鉱物などが共生するので，珪灰石だけを利用する目的のためには，選鉱に困難が伴なう。しかし，いずれの場合においても珪灰石の生成は白谷以東に分布する花崗岩体の迸入による接触変成作用によるものであつて，その産地は第1図に示される通りきわめて多い。当地域の珪灰石を伴なう金属鉱床については，すでに調査，報告がなされており[2]，現在入坑不能の鉱山が多いので各鉱山の概況を表記して参考資料程度にとゞめる。

これらの接触鉱床以外にも洞戸鉱山杉原鉱床および名助鉱床などから珪灰石を産し，特に石灰岩を交代した名城鉱山4号坑・洞戸鉱山・矢坪鉱山には，透輝石・灰鉄輝石・柘榴石・珪灰石が比較的多量に生成されており，金属鉱床中の珪灰石鉱探査には，この種の接触鉱床が有望視される。

珪灰石を主とするスカルン帯およびその露頭

当地域にはおもに板取川流域に珪灰石の含有量の多いスカルン帯が数カ所あり，ほとんど金属鉱物を伴なつていない。

一般に当地域の珪灰石鉱床は珪灰石に富んだ接触変質帯（いわゆるスカルン岩）が鉱床を形成するわけで，規模はいずれも小さいが，硫化鉱物・鉄苦土鉱物などが少なく稼行価値に富んでいる。このような珪灰石の産地ない露頭は，板取川に沿つて奥洞戸から板取村南部までの間に点々と露出し，これらの母岩は古生層中に挟在する石灰岩が最も多く，石灰質粘板岩・珪質石灰岩などを交代したものもある。各露頭には例外なく多少の柘榴石・透輝石・緑簾石・方解石・石英などが伴なわれ，ごく僅かではあるが，黄鉄鉱・閃亜鉛鉱などの硫化鉱物が鉱染

鉱山名	位置	地質・鉱床・組成鉱物
柿野鉱山	乾村柿野峠ノ沢	古生層中の石灰岩に鉱床が胚胎する。鉱石は閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・硫カドミウム鉱などからなり，珪灰石・石英・方解石・灰鉄輝石・柘榴石を伴なう。
恵比須鉱山	板取村蛭子蔵地内	粘板岩・チャート・石灰岩とこれを貫ぬく石英粗面岩・花崗斑岩が露出する。鉱床は珪岩と石灰岩の接触面に沿つて発達する塊状鉱床である。鉱石は方鉛鉱・閃亜鉛鉱・黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・赤鉄鉱などからなり，方解石・灰鉄輝石・柘榴石などを伴なう。珪灰石は概して少ない。
矢坪鉱山（佐倉）	下牧村矢坪地内	粘板岩・チャート中に挟在する石灰岩を交代した鉱床，鉱床の周辺には多量のスカルン鉱物が生成されている。随伴鉱物には灰鉄輝石・透輝石・柘榴石・緑簾石・珪灰石・石英・方解石・螢石などがある。
観音洞旧坑	洞戸村高賀 上外戸観音洞	粘板岩・チャート・石灰岩とこれを貫ぬく石英粗面岩・花崗岩からなる。鉱床は古生層と石英粗面岩の接触部に胚胎する。スカルン鉱物には灰鉄輝石・柘榴石・珪灰石・緑簾石などがある。

に生成されることが少なくない。また一般に珪灰石と不純鉱物との関係は，珪質石灰岩あるいはチャート中に発達する小さな石灰岩ほど珪灰石の量が多く，品位優良で，石灰岩の規模が大きな場合は，スカルン鉱物の集合する部分と，糖晶質石灰岩とが不規則に分かれ，石灰質粘板岩または粘板岩中の石灰質団塊などを交代した部分は，柘榴石・緑簾石その他のスカルン鉱物が多い。

珪灰石の分布は迸入花崗岩体の西側周辺地にあり，この附近に胚胎する銅・鉛・亜鉛鉱床(洞戸鉱山杉原鉱床・同本助鉱床・阿部洞旧坑鉱床など)と，成因上密接な関係のある一連の接触変成作用によつて生成されたものと推定されるので，これらの分布範囲と熱変質作用の程度から，高見から板山に至る花崗岩体の南側接触帯附近に珪灰石鉱床が潜在することが予想される。

次に各珪灰石露頭の性状について述べる。

4.1　洞戸村阿部地内の珪灰石

阿部第1露頭

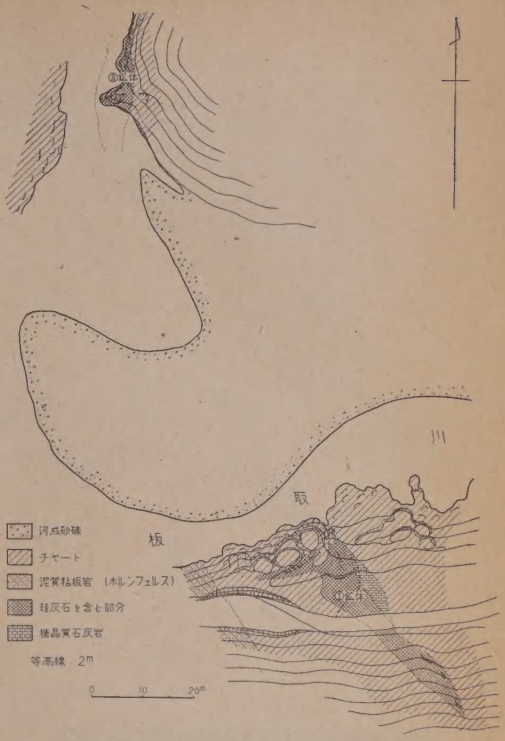
阿部神社の東約150 mの地点，板取川の西岸に阿部第1露頭がある。この附近は石灰質粘板岩とチャートの互層からなり，珪灰石はチャート中に発達する幅約4 mの石灰岩の一部を交代したもので，珪灰石に富む部分が，ほゞN80°Wの方向に長い偏豆状をなして石灰岩の延長方向に雁行する。この部分は，接触変成作用後の珪化作用によつて微細な石英が珪灰石の一部を交代し，また方解石および有色鉱物が消失して，一般に純白珪質の珪灰石鉱が多く，品質にむらが少ない。

当露頭は柘榴石・緑簾石・水酸化鉄に乏しく，鉱石としては優良であるが，露頭延長は約20 m，採掘可能の深さが水面まで約2 mにすぎず，東側は板取川に没し，西側は水田に覆われているので可採鉱量に乏しい(推定鉱量約70 t)。

阿部第2露頭(第3図参照)

阿部部落の南端附近で板取川が西に蛇行する地区には2つの石灰岩，および周辺のチャートをそれぞれ交代して珪灰石が生成されている。

第3図に示されるように，第1鉱体は県道を横切つて板取川岸に達し，この北北西約100 mの地点には岸壁に沿つて第2鉱体が発達する。第1鉱体は鉱体内部に糖晶質の石灰岩を所々に残し，主として珪灰石を生成させた接触変成作用は，石灰岩とこれを囲むチャートにも及んで鉱体はきわめて不規則な形状を示している。鉱体内は珪灰石含有量にむらがあり，珪灰石の大きさに変化が多く，長柱状珪灰石の密集する部分は鉱体の北部附近に散在しているにすぎず，鉱体の大半が長さ0.1～2 mm程度の珪灰石を15～20 %程度含む珪質岩によつて構成される。本鉱体は大体N45°Wの延長方向に約50 m続



第3図　洞戸村阿部地内珪灰石第2露頭見取図

いているが，南端部はチャートを交代しているので珪灰石の含有量がさらに少なく，良質な部分は網脈状に分散して消滅する。

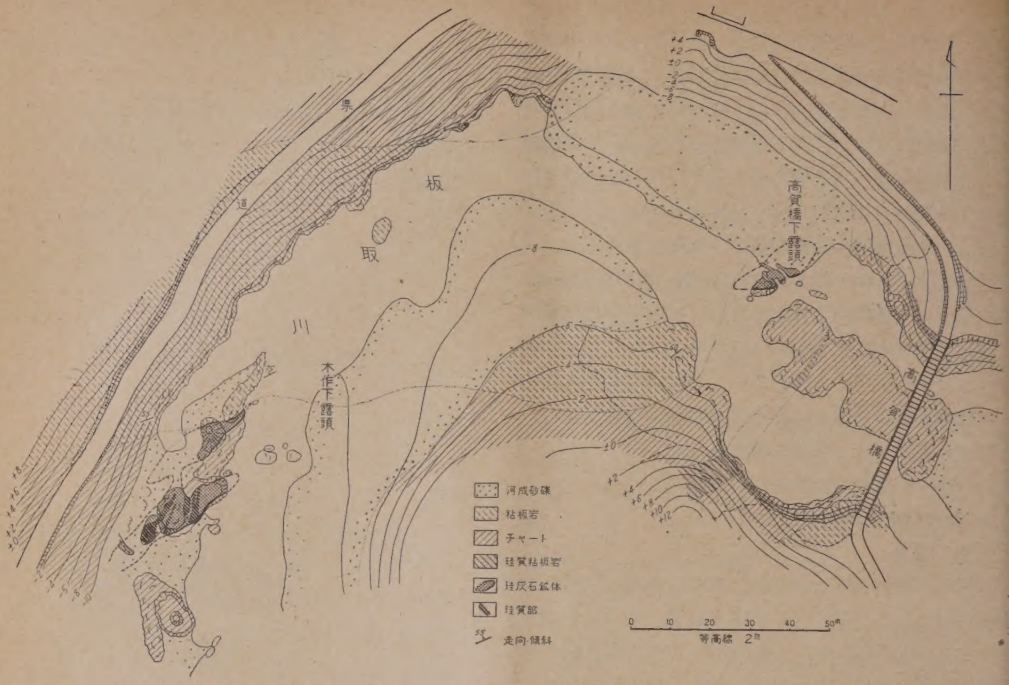
鉱石には僅かの柘榴石・緑簾石を含むほかはスカルン鉱物を認めず，方解石その他の不純物も少ないが珪灰石の含有量が一定しないきらいがある。珪灰石の含有量によつて鉱体の品質別百分比を示すとおゝむね次の通りである。

珪灰石の含有量	推定比率
80 %以上の部分	約15 %
30～50 %の部分	約25 %
約20 %(珪質鉱)	約40 %
石灰岩，その他研	約20 %

本鉱体は推定鉱量約150 t，予想鉱量約700 tが算定され，露天可採率は約80 %が見込まれる。

第2鉱体はチャート中に挟在する石灰質粘板岩の一部がスカルン鉱物で交代され，珪灰石を伴なう部分であつて，その範囲は，南北の延長方向に約30 m，平均幅約7 mであるが，鉱体の西側約半分が板取川の小流中にある。

鉱体の内部は長さ2～5 mm程度の珪灰石が密集する良質部，石英に富む部分，石英と珪灰石からなる部分，および珪灰石を含む珪質のホルンフェルス化された粘板岩



第 4 図 木作地内高賀橋附近珪灰石露頭見取図

図版 1 高賀橋から珪灰石露頭を眺める

W: 珪灰石の集合部
W+Q: おもに珪灰石と石英からなる
L: 結晶質石灰岩

図版 2 高賀橋下露頭

などが交互に発達し，良質部と石英に富む部分とが幅 5～20 cm, 長さ約 1 m の規模で縞状に生成されている。随伴鉱物は石英・方解石・柘榴石・透輝石・螢石などであるが，鉱体の全体に散在する程度であつて，特に選別するほどの量ではない。

この鉱体には珪灰石の含有量が 40 %以上の部分が少なく，鉱体が断崖に沿つているので採掘が困難であり，稼行価値に乏しい。

鉱量は約 600 t が推定され，このうち珪灰石 30 %以上の鉱石は鉱量の約 30 %程度である。

4.2 洞戸村木作高賀橋附近の珪灰石 (第 4 図参照)

高賀橋附近には高賀橋下露頭，およびこの西方約 0 m の地点に木作下露頭があり，いずれも板取川の河 突出している。両露頭ともチャートに挟まれた不規 状あるいはレンズ状の石灰岩を交代したもので，珪 と石英を主成分鉱物とする塊状鉱体である。

高賀橋下露頭は各所に小さな再結晶した純白の石 を残してはいるが，大部分が長さ 0.5～3 cm 程度の

石を多量に含み，羽毛状あるいは鱗片状に珪灰石が密集する部分が多い。また鉱石は一般に純白で珪灰石・石英からなり，方解石・柘榴石・透輝石などの不純物が僅少で，当地域においては最も良質の珪灰石鉱を産する。

鉱量は水面以上を計算すると約 100 t に満たないが，鉱体全部が約 50 %以上の珪灰石含有量があり，昭和 30 年頃はもっぱらこの鉱体が採掘された。

木作下露頭はチャートのなかにほゞ N60°E, 約50°NW の走向・傾斜を示して近接する 2 つのレンズ状石灰岩を交代した珪灰石鉱体であつて，両鉱体はほゞ中央で珪質珪灰石により繋がれている。鉱体内は珪灰石と石英からなる部分と，珪灰石をほとんど伴なわない珪化された部分とに分かれ，前者中にはしばしば長さ 2～4 cm の長柱状珪灰石の集合する部分があり，方解石・柘榴石・緑簾石・ベスブ石などが生成されている。珪化された部分は微細な石英(径 0.08～0.5 mm) の集合からなり，葉片状の小さな珪灰石および珪灰石細脈を含んでいるが，珪灰石の量は 10 %を超えない。鉱体の総延長約 70 m, 平均厚さ約 8 m の規模があり，水面以上の平均高さを 2 m と推定すれば，約 300 t の推定可採鉱量が算定される。鉱量に対する品位別鉱量百分比は次の通り見込まれる。

珪灰石の含有量	約 70 %以上	約 20 %
〃	30～50	〃	40 〃
〃	10	〃	20 〃
廃　石		〃	20 〃

木作地内にはこのほかに高賀橋の東約 400 m の県道上に珪灰石の露頭がある。この露頭はホルンフェルス化した珪質粘板岩中の厚さ約 2 m の石灰岩を交代した珪灰石の集合体である。珪灰石はほゞ N60°E の石灰岩の延長方向に沿つて約 7 m の間に点在し，不純物のない珪灰石と方解石からなる部分が局部的に認められるが規模が小さく，道路上にあるため採掘不能である。

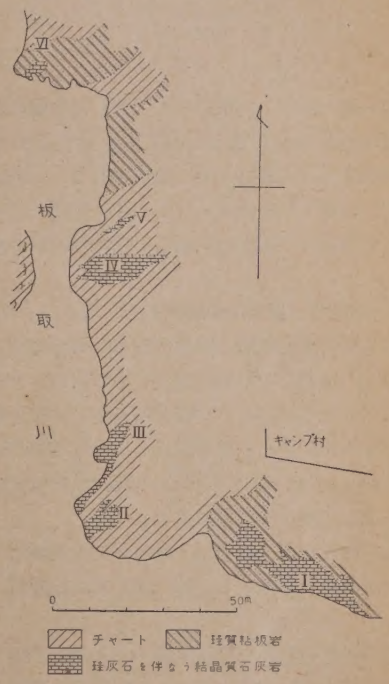
4.3　洞戸村高見地内の珪灰石

白谷橋の南約 200 m の地点に板取川の西岸から川底にかけて珪灰石が露出する。この附近はほゞ N60°E の走向を示す珪質粘板岩と石灰質粘板岩が互層し，珪灰石は他のスカルン鉱物とともに石灰質粘板岩の一部と小さな石灰岩塊を交代したもので，長さ 2～5 m の脈状，あるいは径数 cm～50 cm 程度の塊状を示す。このようなスカルン鉱物の集合体中にはしばしば方解石の細脈に，方鉛鉱・閃亜鉛鉱・赤鉄鉱などが伴なわれ，緑簾石が多量に生成されている。また周辺の珪化された部分に少量の珪灰石・緑簾石を含む。この露頭はいずれも珪灰石・柘榴石・透輝石・緑簾石・透角閃石・石英・方解石などが共生するスカルン鉱物塊であつて，部分的に珪灰石と透輝石の多い所もあるが "珪灰石鉱" としてほとんど利用しえない。

4.4　洞戸村小瀬見地内白谷キャンプ場附近の珪灰石

小瀬見発電所の西側白谷キャンプ場附近は，ほゞ東西の走向を示すチャートと珪質粘板岩の互層からなり，小規模な不規則塊状の石灰岩が介在する。

第 5 図に示される通り，南北約 130 m の間に 6 個の石灰岩があり，この地区一帯が接触変成作用および珪化作用を受けてチャートは再結晶した石英によつて構成され，ホルンフェルス化珪質粘板岩は脱色・珪化されて一見チャート様の外観を呈し，また石灰岩は結晶質大理石に変化している。

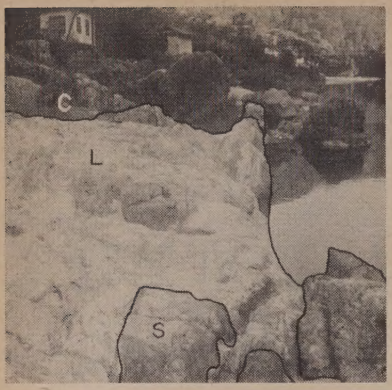


第 5 図　白谷キャンプ場附近の含珪灰石－石灰岩分布図

珪灰石は石灰岩中に生成されているが，他の珪灰石露頭と異なり，幅 1～20 cm の細脈をなして網脈状に発達し，当地内南部の第 I～第 III 石灰岩の各所に生成されて風化に耐え突出している(図版 3・4 参照)。

珪灰石を含む部分の量は各石灰岩岩体によつて異なるが，おゝむね 20～40 %程度である。

これを顕微鏡で観察すると脈幅の広い部分に長さ 2～5 cm 程度の珪灰石が放射状に含まれる良質鉱もあるが，大半のものは径 0.06～0.15 mm 大の玉髄質石英が約 80 %を占め，長さ 0.2～0.8 mm 程度の珪灰石が細脈状あるいは羽毛状に含まれ，方解石・透輝石・緑簾石が僅かに認められる。また珪灰石が葉片状に集合する部分には



C: チャート
L: 珪灰石を含む
S: 珪質粘板岩

図 版 3

W+Q: 珪灰石と石英
L: 結晶質石灰岩

図版 4 図 版 3 の 拡 大

結晶の一部が石英・方解石で交代された透輝石が多い。当地区の珪灰石鉱の鉱量は珪灰石の含有量が平均15～20％程度のものが約500 t と推定されるが，細かい原鉱をさらに選別して品位を上げることは実際には不可能に近く，また露頭が観光地にあるため稼行価値に乏しいようである。

4.5 板取村一里ボキの珪灰石

小瀬見地内恵比須鉱山の北東約300 m の地点，板取川の西岸から県道までの間に珪灰石その他のスカルン鉱物の生成された所がある。珪質粘板岩中に挟在される暗灰色を呈する石灰岩の一部を交代し，大体 N45°W の延長方向に幅 4～7 m，延長約 40 m の範囲が接触変成帯を形成し，周辺に珪化帯が発達する。

この接触変成帯は柘榴石・透輝石・灰鉄輝石・透角閃石・緑簾石などが散在し，特に周辺部に緑簾石・石英が多い。

比較的珪灰石の多い部分は幅 4～10 cm，長さ 1～2 m 程度の脈状あるいは径約 50 cm の不規則塊状部をなして接触変成帯のなかに伴なわれているが，全体の約 20 ％に満たない。この部分を顕微鏡でみると（石英＋珪灰石＋透輝石）および（柘榴石＋方解石＋緑簾石）の鉱物組合わせが交互に生じ，縞状を呈している。

一里ボキ露頭は全般的に珪灰石以外の随伴鉱物が多く，珪灰石鉱としては約 120 t の推定鉱量が算定されるが可採率はきわめて低い。

5. 珪灰石鉱の品質と鉱物組成

珪灰石は陶磁器原料，なかんずくタイルの素地原料として最近アメリカ合衆国で盛んに使用されているが，わが国では珪灰石の利用試験研究の日が浅い。したがつて珪灰石鉱の品位についてはまだ明確な規格も決定されていない。しかし製陶業界ではおゝむね次のような品原石を要望している。

1. 化学分析の結果 $Fe_2O_3 < 1.0$ ％
2. 方解石の含有量 $CaCO_3 <$ 約 6 ％
3. 原石の焼成物が純白であること

このほか不純物の少ないものほど品質優良である地域から産する珪灰石の大部分が，硫化鉱物の生成通の成因によつて生じたものであつて，各露頭ともものスカルン鉱物が含まれる。

また肉眼によつて露頭面における珪灰石の含有量る品位の識別はきわめて困難なことであり，鉱床内常に珪灰石の含有量が変化するので，個々の原石の成分や鉱物組成では品位決定上意味が薄く，平均試品質が必要である。

しかし当地域における珪灰石鉱の品質試験資料はんどないので，原石として利用しうると思われる露ついて肉眼により

長柱状珪灰石の多いもの——上鉱
長さ 0.3～3 mm 程度の珪灰石が相当量含まれるもの——並鉱
硬質の珪酸に富むもの——珪質鉱

に分け，顕微鏡下で各等級の原石における組成鉱物比を測定した結果は，後に述べる通りである。

各珪灰石鉱体においては，これらの品質別鉱石の状態がきわめて不規則であり，露頭面だけから内部位別量比を推定することに無理があるが，大体各鉱もすでに述べた鉱量に対し

上鉱：10～20 ％，並鉱：30～40 ％，
珪質鉱：40～50 ％，廃石：10～20 ％

程度の割合で含まれるものと思われる。しかし高質露頭の珪灰石鉱体は上鉱～並鉱が 60 ％以上に達す

産地	組成鉱物の含有量	随伴鉱物
高賀橋下露頭	上鉱：珪灰石約70％以上	（石英＋方解石約20％）柘榴石・透輝石・緑簾石・ベスブ石
	並鉱：珪灰石30～45％ 石英40～55％	緑簾石・透輝石・柘榴石・方解石
	珪質鉱：珪灰石15～20％ 石英70～80％	緑簾石・方解石・柘榴石
木作下露頭	上鉱：珪灰石約80％以上	石英・方解石・透輝石
	並鉱：珪灰石25～50％	石英・方解石・透輝石 緑簾石・柘榴石
	珪質鉱：珪灰石5～10％	
阿部第2露頭		
第1鉱体	上鉱：珪灰石60％以上	方解石・石英・柘榴石・透輝石
	珪質鉱：珪灰石20～30％	緑簾石・方解石・柘榴石
阿部第2露頭 第2鉱体	上鉱～並鉱：珪灰石40～60％	石英・方解石・透輝石・柘榴石・螢石
	珪質鉱：珪灰石10～30％	緑簾石・透輝石

各露頭から採取した試料を手選し，有色鉱物を除外して化学分析した結果は次の通りである。

成分(Wt％)	高賀橋下露頭	高賀橋下露頭	木作下露頭	阿部第1露頭 第2鉱体	白金キャンプ場露頭	珪灰石の理論値
SiO_2	50.47	88.79	50.10	77.80	47.56	51.7
TiO_2	0.07	0.05	0.12	0.04	0.08	
Al_2O_3	0.67	0.14	1.74	0.51	0.77	
Fe_2O_3	0.19	0.14	0.62	0.09	0.36	
FeO	0.82	0.25	1.19	0.52	0.43	
MnO	0.11	0.04	0.29	0.16	0.12	
MgO	0.85	0.39	0.63	0.41	0.83	
CaO	45.27	8.84	42.57	19.25	45.67	48.3
Na_2O	0.08	0.15	0.10	0.16	0.16	
K_2O	0.05	0.04	0.02	0.09	0.03	
CO_2	0.51	0.57	1.68	0.45	2.97	
H_2O (+)	0.71	0.52	0.85	0.47	0.84	
H_2O (−)	0.26	0.07	0.15	0.13	0.21	
Total	100.06	99.99	100.06	100.08	100.03	100.00

（分析：川野昌樹）

(1) 長柱状珪灰石の集合物
(2) 珪質珪灰石鉱
(3) 径 1～3 mm 程度の珪灰石集合塊
(4) 珪質緻密珪灰石鉱
(5) 石英岩中の硬質網脈状突起部

6. 利用状況

当地域にある珪灰石露頭のうち，木作地内および阿部地内の珪灰石鉱が昭和30年頃約50t出荷され，各タイル製造工場で利用試験が行われた。現在採掘している所はない。

原石を日本タイル工業株式会社が1200°C還元焔で焼成した結果，良質鉱は純白，水酸化鉄で汚れた試料は淡灰色に焼きあがり，柘榴石・緑簾石の結晶は暗灰色を呈した。

また佐治タイル株式会社が蛙目粘土・長石・珪石・葉蠟石・シャモットとともに約30％の珪灰石を配合し，1050°Cで18時間焼成したタイルは

収縮率	約4％
強度	並
吸水率	やゝ高い
色調	淡紅気味

の結果が得られた。焼成物の着色は原石中に含まれるスカルン鉱物によるものとも思われるが，アメリカで浮遊

選鉱した珪灰石を使用した場合でも，淡紅色を呈するといわれる。

7. 結 語

当地域に賦存する珪灰石鉱床は花崗岩体の周辺にあり，スカルン鉱物を伴なう銅・鉛・亜鉛の接触鉱床の生成と関連性がある。

したがつて花崗岩から遠い石灰岩中に鉱床が胚胎される可能性は少ない。珪灰石の多い部分の範囲は一般に小さく，大規模の珪灰石鉱床を形成していないのは，古生層中に挟在する石灰岩の規模が小さいことに帰因する。

各露頭における珪灰石鉱のなかには，常に多少の透輝石・柘榴石・緑簾石などの不純物を含んではいるが，手選精鉱の利用試験結果はおゝむね良好である。現在知られている珪灰石鉱体は小規模で，板取川の河底や両岸に露出するものが多いので，いずれも可採鉱量が少ないから，当地域の珪灰石を利用するためには，各露頭が量ずつでも集積し，他の珪灰石鉱床の原石と混合すが適当であろう。

また高見から板山に至る花崗岩の接触帯における岩中には珪灰石が生成されている可能性が強いからの地域の精査が要望される。

(昭和 31 年 10 月調査

文 献

1) 木村敏雄・石岡孝吉：岐阜県武儀郡洞戸村高賀域の地質構造，地質学雑誌，Vol. No. 682, 1952
2) 宮本弘道・服部富雄：岐阜県洞戸地方銅・鉛・鉛鉱床調査報告，地質調査所月報 Vol. 3, No. 6, 1952
3) 大塚寅雄外 2 名：岐阜県武儀郡洞戸地方の磁鉄鉱鉱床調査報告，未利用鉄資源第 2 輯，1955

553.62 : 550.85 (521.85)

山口県大和鉱山珪灰石調査報告

——第1報　珪灰石の産状と鉱石について——

関根　良弘*

Wollastonite Ores in the Pyrometasomatic Copper-Tungsten Deposits at the Yamato Mine, Yamaguchi Prefecture

By

Yoshihiro Sekine

Abstract

A considerable quantity of wollastonite is found in the skarn bodies of several pyrometasomatic Cu-W ore deposits at the Yamato mine, formerly noted as Ofuku mine, which are formed by the replacement of the limestone intercalated in chert beds of the Carboniferous formation.

The rocks surrounding the mine are chert, clay-slate and sandstone which have the strikes of N10～20°E and dips of 50～70°E and are slightly metamorphosed thermally by the nearby intrusion of tonalite and quartz-diorite aplite.

The ore deposits are grouped into two types, i. e., hypogene pyrometasomatic copper-tungsten deposits associated with skarn minerals, and secondary oxidized ore deposits of copper derived thereof. The former consists of chalcopyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, pyrite, bornite, marmatite, scheelite, magnetite etc. and skarn minerals, and the latter are oomposed of tenorite, cuprite, malachite, azurite, native copper, native silver and limonite.

Wollastonite occurs mainly

(1) In chert as irregular massive bodies and network veinlets

(2) In limestone as irregular network veinlets

(3) Between limestone and chert as reaction products

4 In separated wollastonite skarn with scarcely associated other silicate and metallic ore minerals

5 In close association with disseminated metallic ore minerals and ferromagnesian skarn minerals, such as grossularite, andradite, diopside, hedenbergite, vesuvianite etc., and quartz and calcite

(6) In ore veinlets which contain metallic minerals, quartz and calcite

Among the estimated reserves of the wollastonite, which are summed up to about 39,000 metric tons, the large quantity of beneficial wollastonite for the use of ceramic tile-making might be mined in the cases of (1), (3), and (4) mentioned above.

Beneficial wollastonite without unfavorable quantity of harmful minerals are sufficiently white in color.

要　旨

陶磁器，特にタイルの原料としての珪灰石の利用研究が進み，わが国の珪灰石資源調査のため，山口県大和地区の含珪灰石鉱床調査を行つた。

大和鉱山の鉱床は，二畳紀のチャートに挟まれる石灰岩を交代した高温交代型鉄タングステン鉱床で，主として黄銅鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・斑銅鉱・灰重石・磁鉄鉱などからなり，珪灰石・透輝石・灰鉄輝石・緑簾石・柘榴石からなるスカルン体を伴なう。

珪灰石は，主としてこのスカルン体に産するもので，(1) チャート中に不規則塊状・網状細脈をなす場合，(2) 石灰岩中に不規則網状細脈をなす場合，(3) 石灰岩とチャートとの境界部に産する場合，(4) 珪灰石スカルン体，(5) 鉄苦土スカルンおよび鉱石鉱物と共生する場合，(6) 鉱石細脈と共存する場合，などがある。これらのうち(1)，(3)，(4) の場合が，不純物が少なく，珪灰

* 鉱床部

石がまとまつて産するので，一応の注目に値する。

珪灰石鉱の確定，推定鉱量を合算すれば，約39,000 tに達するが，なお鉱量の増加する見込もある。これらの珪灰石は，銅タングステン鉱石採掘の副産物として，不純混入に対する注意を払えば，稼行の対象として考慮することができる。

1. 緒　言

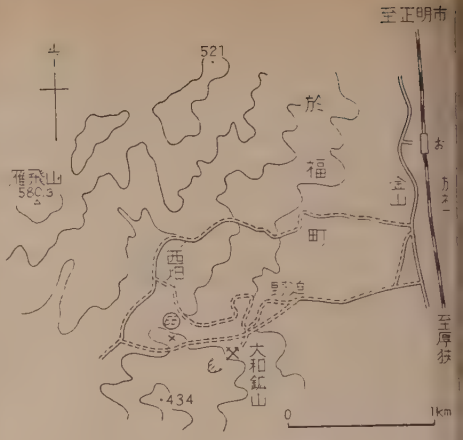
最近欧米諸国において，陶磁器，特にタイルの原料として珪灰石の利用研究が進み，実用的価値が認められてきた。すなわち，珪灰石をタイルの原料に混入すれば，焼成温度が低下でき，焼成時間が短縮でき，焼成收縮が少なくなり，機械的強度が増加し，電気絶縁性が高まり，軽量になるなどの利点があり，タイルの質を向上させ，かつ原価を低下させる意味で有利であるとされている。わが国においても昭和29年頃から珪灰石の利用が注目され，その資源の多少が問題となつてきた。昭和31年度から実施されたわが国の珪灰石資源の埋蔵鉱量調査の一部として，本調査は昭和31年12月17日から10日間にわたつて実施したものである。本鉱山は昭和15年頃までは「於福（おふく）鉱山」と呼ばれ，著名な銅鉱山であつて，銅鉱床としての調査研究が，多くの研究者により発表されている[1][2][3][4][5]。

今回の調査はスカルン式銅鉱床に随伴する珪灰石を対象に行われたもので，その結果，後述するように，かなり多量の鉱量が確認された。一般にスカルンに伴なう珪灰石の量は少量なのが普通であるが，本鉱山の場合のような，多量の珪灰石を産出することはきわめて注意すべき意味を有すると思われる。室内研究の時間的余裕が乏しいので，詳細は別報にゆずり，とりあえず野外調査結果の一般的状況を報告する次第である。

調査にあたり種々の便宜を与えられた鉱業権者神代末男氏ならびに鉱山職員の諸氏に深く感謝する。

2. 位置および交通

本鉱山は山口県美称市於福町（旧美称郡於福村）於福下字金ケ原にあり，野迫部落の南西方に位置する。鉱山に至るには，山陽本線厚狭駅と山陰本線正明市駅との間を通ずる美祢線の於福駅から県道を1.2 km南下し，大嶺町桑原部落に通ずる村道を西南西方へ約1.3 kmで達する。道路は比較的良好で山元まで4延積トラックを通じ，鉱石および資材の運搬はこれによつている。第1図に本鉱山の位置を示す。



第1図　大和鉱山位置図

3. 沿革および現況

3.1 沿　革

本鉱山の発見は古く，徳川幕府時代末期に，すでに小規模に採掘されたと伝えられているが，詳細は明らない。明治20年頃から探鉱を行つた者10余人に達したが，明治44年に至り，横浜の人，田中新七によつて本格的に開発・稼行され，大正4年4月本邦重要鉱山になり，大正5年9月小栗よねに引継がれ，第一次世界大戦後の好況とともに盛況を呈し，山元で真吹による銅の製錬が行われた。その後昭和初年には多田某が引継いで稼行したが，大銅鉱床の採掘が進み，鉱況の悪化とともに漸次衰微し，休山となるに至つた。昭和15年に千葉県山中松右衛門が鉱業権を譲り受け，昭和16年に日本鉱発株式会社の融資を受けて銅床鉱床を発見し，ここを開発し，昭和20年8月終戦まで稼行した。昭和24年に武市蔵が買收し，昭和26年春に一部探鉱したが，さらに昭和26年12月に現鉱業権者の買收するところとなり，昭和27年1月から開発に着手し，二次酸化銅鉱石を主とする一号下部鉱床を発見し，大銅鉱床の坑道探鉱および出鉱を行い，昭和31年2月から事務所北方の福寿宝来坑の探鉱に移つた。

3.2 現　況

調査当時には福寿宝来鉱床の探鉱出鉱が行われており，これによる出鉱量は手選精鉱量で約30～50t/mo（位 Cu 6～7 %）に達している。手選精鉱はトラックおよび貨車バラ積により，日本鉱業株式会社佐賀の関係工場に売鉱している。上野三義による調査[6]の結果，本鉱石中に多量の灰重石の存在が確認されたので，これの回收をも考慮に入れて機械選鉱場（処理能力300 t/日）を建設中で，昭和32年3月に竣工の予定である。

珪灰石に関しては昭和30年に引合いがあり，同年に淡陶株式会社福良工場（兵庫県）へ10 t，七本松製陶（瀬戸市）へ15 t，愛知窯業原料合資会社（瀬戸市）へ珪灰石を送鉱した。

第1表　於福地方の古生界の層序[7)8)]

	南西地区			北東地方			
		層厚 (m)	岩相			層厚 (m)	岩相
二畳紀	常森層群 白岩層	130	頁岩 / 礫岩・砂岩	別府層群	芦田層	550+	粘板岩 チャート 砂岩
	常森層	350	頁岩 砂岩		三本松層	970	チャート
	相行層	100	砂岩・頁岩		河原上層	230	チャート
石炭紀				雁飛層群	?		
					西畑層	900	チャート 粘板岩 砂岩
					桑原層	800	粘板岩 チャート

鉱業権：山口県採登927号（昭和31年4月23日付変更，旧第45号）

鉱　種：金・銀・銅・鉛・亜鉛・タングステン・珪石

鉱　区：山口県美称市於福町大字於福下字金ケ原（面積12,602アール）

鉱業権者：小野田市千代町1丁目
大和鉱山株式会社　神代(くましろ)末男

4. 地質概説

当地方は Klippen と考えられている秋吉台—於福台石灰岩台地の西方にあつて，原地堆積物とされている古生界（山口相）からなつている。鳥山隆三[7)8)]によれば，当地方の古生界の層序は第1表に示すように細分されている。

大和鉱山およびその周辺部においては，第1表に示す雁飛層群の西畑層のチャート・粘板岩・砂岩が分布し，チャートおよび粘板岩中に小規模のレンズ状および不規則塊状の石灰岩が挟まれている。これらの地層はほぼ N0～20°E の走向を示し，50～70°E に傾斜した単斜構造をもつている。雁飛山—桑原以西には，これらの古生層を不整合に被覆する三畳紀の砂岩・頁岩からなる美称炭層が分布している。

以上の地層を切る火成岩類には，石英黒雲母閃緑岩（ローナル岩）・石英閃緑半花崗岩と玢岩とがあり，石英黒雲母閃緑岩は鉱山東方の低地（厚狭川西部地区）に広く分布し，粘板岩・チャートに熱変成作用を与えている。玢岩および石英閃緑半花崗岩の小岩株は福寿坑・宝来坑内においてその産状が明らかに観察される。玢岩は美称を貫ぬいて産する場合が明らかにされており[5)]，これらの事実から鈴木醇は，上記の諸火成岩は同源のもので，迸入時期は三畳紀以後，多分中生代末期と考えている[5)]。

5. 鉱床概説

大和鉱山の鉱床は前記西畑層のチャートおよび粘板岩中に夾在するレンズ状および不規則塊状の石灰岩，チャートおよび粘板岩の一部を交代して形成された高温交代鉱床を主とし，さらにこれから導かれた二次酸化銅鉱床とからなる。

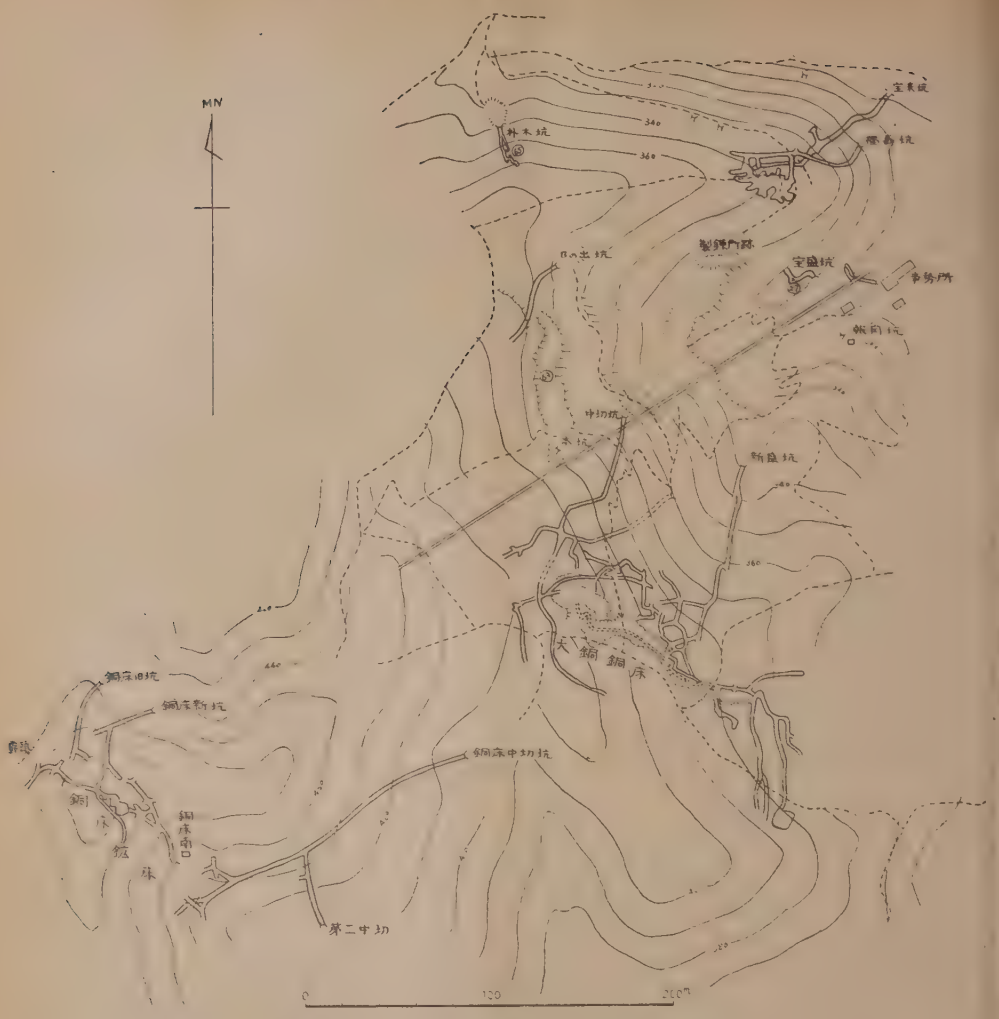
5.1 鉱床の規模

本鉱山の主要鉱床は，大銅鉱床・銅床鉱床・福寿宝来鉱床・1号下部鉱床の4鉱床群で，ほかに小規模の数鉱床がある。

各鉱床は形態の不規則な塊状交代鉱床で，現在では大部分が採掘済空洞となつており，また上部は陥没しているために正確な規模を明らかにできないが，概略の規模は次の通りである。第2図は本鉱床の位置を示した。

大銅鉱床：大銅鉱床は平面図では2号ホッパー附近でくびれた形態をもつているが，これより北西部では，走向 N–S, 傾斜 30～50°E, plunge S50°E 方向に 20～30°, 走向延長 20～40 m, plunge 方向延長 120 m 以上，厚さ 15～20 m で扁平な緩傾斜の筒状を示し，南東部では，走向 N–S, 傾斜 40～50°E, 走向延長 70 m, 傾斜延長 50 m 以上，厚さ 1 m 以上の脈状の形態をもち，S50°E 方向に 20～30° の plunge を示すいくつかの富鉱部からなりたつている（第3図）。

銅床鉱床：走向 N0～20°E, 傾斜 50～60°E, plunge S40°E 方向に 40°, 走向延長 10～15 m, plunge 方向延長 30 m 以上，厚さ 5 m 以上で扁平な筒状の形態をしている（第2図）。



第 2 図 大 和 鉱 山 地 形 お よ び 鉱 床 図

福寿宝泉鉱床：採鉱中であるため全鉱体の形態はまだ明らかでないが，既開発部分では，走向 N10～20°E，傾斜 30～50°E，走向延長 10～15 m，plunge 方向延長 30 m＋，厚さ 3～4 m である。第 4，5 図に本鉱床の福寿坑・宝泉坑の坑内地質鉱床略図を示した。

一号下部鉱床：本鉱床は大銅鉱床坑口部の北東側にあり，石灰岩中，石灰岩とチャートとの境界，石灰岩とスカルン帯との境界などに形成されたと考えられる空洞充填式の二次酸化鉱床で，調査当時には水没のため明らかにしえなかつたが，坑道図からみて延長 10～15 m，深さ 5～10 m，厚さ 0.5～2 m 程度の鉱体の集合からなりたつている。

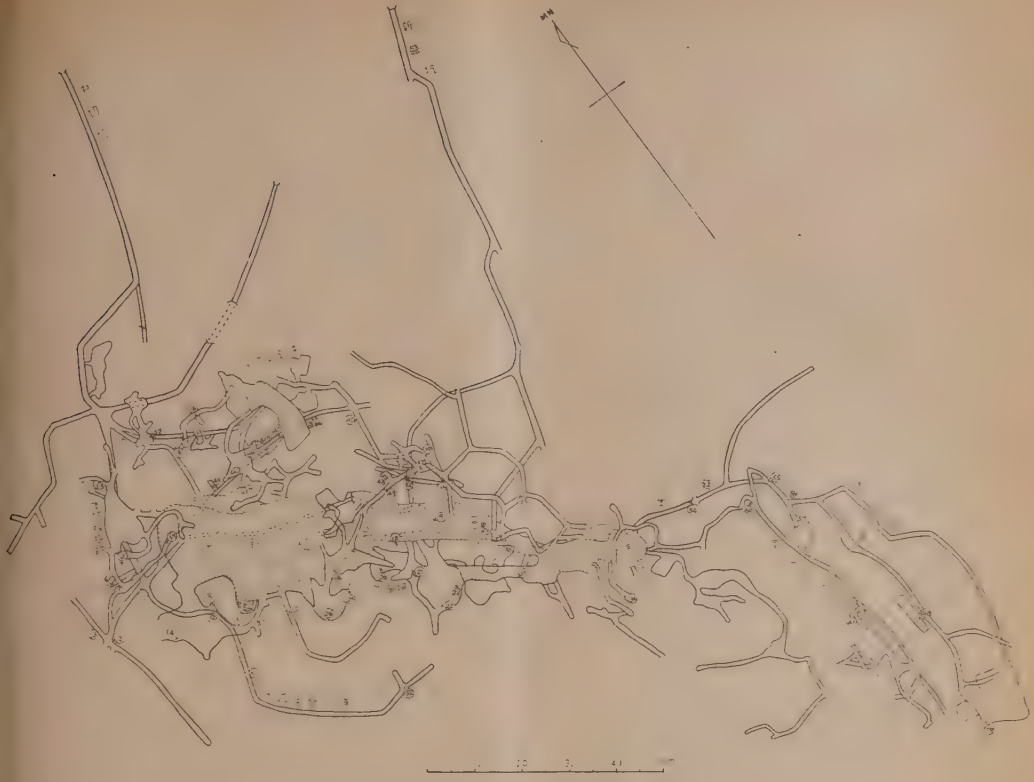
銅床鉱床は粘板岩とそのなかの石灰岩を交代した鉱床で，他の鉱床はチャートとそのなかの石灰岩を交代して形成された鉱床である。

5.2 鉱 石

本鉱山の鉱石は銅鉱石を主とするが，その性質・から 2 種類に大別することができる，すなわち，初石と二次酸化鉱石とで後者は前者から導かれたものえられる。両種の鉱石は一般には別個の鉱体を構成いるが，局部的には同一の鉱体中に共存している場あつたものと考えられる。

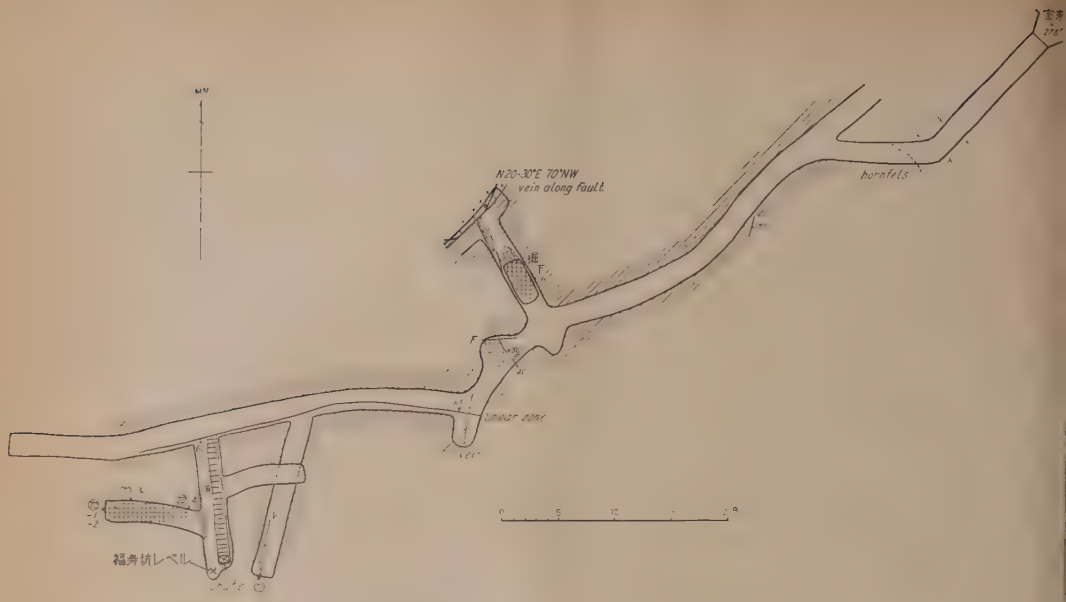
初成鉱石

初成鉱石をなす金属鉱物は黄銅鉱・磁硫鉄鉱・黄鉄鉱・斑銅鉱・硫砒鉄鉱・鉄閃亜鉛鉱・方鉛鉱・輝水鉛鉱鉄鉱・重晶石などで，スカルン鉱物としては珪灰石・輝石・灰鉄輝石・柘榴石・珪灰鉄鉱・ヴェスヴ石・石・透角閃石などが産する。これらの鉱物のほかに



第3図　大鋼鉱床坑道図(番号は珪灰石の地点を示す)

第4図　福寿坑坑内地点路図



第5図 宝来坑坑内地点略図（凡例は第4図に同じ）

鉱物には石英・方解石が随伴する。また魚眼石・黄玉を産した記録がある[3]。初成鉱石を産する鉱床は大銅鉱床・福寿宝来鉱床および宝盛上坑などで，金属鉱石鉱物はスカルン体に随伴して鉱塊・鉱染・細脈状をなし，またチャート・石灰岩中に交代鉱染・細脈をなす。チャート・石灰岩中に産する鉱石には多くの場合に著しい珪化作用を伴なつている。

二次酸化鉱石

二次酸化鉱石はおもに銅床鉱床・一号下部鉱床およびその附近などの比較的地表近い部分に産するが，初成鉱石が下降地表水の作用によつて酸化され，溶液中に溶けた銅分が，石灰岩中，石灰岩とチャートまたはスカルン体との境界部に生じた空洞内に沈殿したと思われる鉱石である。

構成鉱物は褐鉄鉱を主とするが，黒銅鉱・赤銅鉱・毛赤銅鉱（chalcotrichite）・孔雀石・珪孔雀石・自然銅・自然銀などからなり，半光沢のある緻密堅硬な縞状構造を有する。褐色のものは「蠟鉛」，黒色のものは「うるし鉱」と呼ばれ銅品位の高い鉱石で，Cu 10％以上になることもまれではない。局部的には藍銅鉱・胆礬・銅藍・菱亜鉛鉱などの鉱物が斑銅鉱・輝銅鉱などとともに初成鉱石の酸化帯・二次硫化富化帯に産する。

6. 珪 灰 石

6.1 石灰岩の現出状態

広地域的にみて本鉱山における珪灰石は石英黒雲緑岩の迸入による接触変成帯内に産出しており，既ようにスカルン体を伴なう鉱床は，主としてチャー中の石灰岩の多い部分に賦存している。したがつて石の産状を考察する際には，石灰岩の形態が問題る。鉱床を賦存しているチャートは，灰色を呈し半で顕著な層理を示す。しかし鉱体近辺のチャートにては灰白色で透明度が低くなり，かつ層理が不明瞭る場合が多い。採掘跡ならびにその周辺の鉱石残存観察から推察すると，石灰岩は層状，レンズ状，不塊状をなしてチャート中に挟まれており，いずれのにも単位岩塊の規模はあまり大きくなく，層状，レ状を呈するものでは厚さ数m以下，不規則塊状をものでもほぼ同様の規模のものである。大銅鉱床大（採掘跡空洞）の一部で，チャート中にほぼ円形をな灰岩塊の断面が観察されることから考えても，石灰必ずしも整然たる層状をなすものとは限らない。特チャート中の石灰岩の多い部分で，鉱体近傍において著しいが，層理が不明瞭になることも，石灰岩の現態の特徴を暗示するようである。

鉱床附近の石灰岩はすべて再結晶して晶質石灰岩つており，粒度は1～3 mm 程度で白色ないし淡灰

量する，金属鉱物の鉱化作用を受けている部分では，多くの場合に顕著な珪化作用を蒙つている。チャートも微晶質に再結晶している場合が多いが，迸入岩体の近傍では明らかに粒径1 mm程度の珪岩となつており，晶質石灰岩とともにこれらの再結晶作用が迸入火成岩の熱変成作用に直接に依存するものか，または鉱化作用によるものかは明らかでない。

6.2 珪灰石の産状

珪灰石がチャートと石灰岩との共存する部分に産出することは当然であつて，本鉱山においても全くその通りである。しかし本鉱山においてはスカルン鉱物として産するものであつて，後述するようなかなり量の多いことは注目に値する。珪灰石が鉱化作用に先行するスカルン化作用の初期に形成されたことは，鈴木[5]の詳述している通り明らかであるが，迸入火成岩の熱変成作用それ自体が珪灰石の形成に演じた役割の程度を明らかにすることは困難であろう。調査の結果によれば，銅床鉱床坑内においてはほとんど珪灰石を発見できなかつたが，大銅床・福寿宝来鉱床地区においては，鉱化作用を受けて金属鉱石の賦存する所には多かれ少なかれ常に珪灰石が共存している。しかし珪灰石の産する所には必ずしも常に金属鉱物を伴なうとは限らない。この場合においてもごく微量のスカルン鉱物(透輝石・柘榴石)を随伴することは多い。

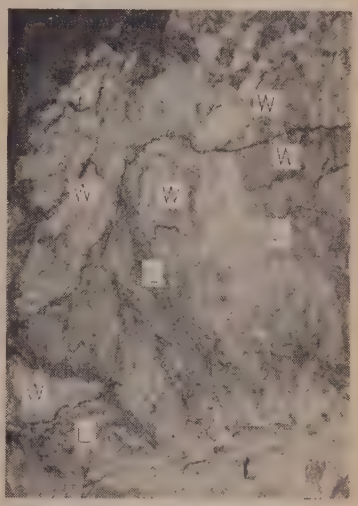
珪灰石の産状を分類すると次のように大別される。

(1) チャート中に不規則塊状・網状細脈をなす珪灰石
(2) 石灰岩中に不規則網状細脈をなす珪灰石
(3) 石灰岩とチャートとの境界部の珪灰石
(4) 珪灰石スカルン体
(5) 鉄苦土スカルンおよび鉱石鉱物と共生する珪灰石
(6) 鉱石細脈と共存する珪灰石

6.2.1 チャート中に不規則塊状・網状細脈をなす珪灰石

不規則塊状および網状細脈をなして珪灰石がチャート中に賦存する場合は，本鉱山における珪灰石の産出のかなりの部分を占めている。多くの場合に，珪灰石岩体の近傍に晶質石灰岩が存在し，または接している。塊状の珪灰石がすつぽりとチャート中に産する場合は，石灰岩が完全に珪灰石に交代されたと考えられ，網状細脈をなす場合は，珪灰石を形成した物質がチャートの割れ目のなかを移動したものであろう。塊状の場合には他の不純鉱物を含まない珪灰石が径10数cm以上の小塊の集合をなしており，小塊の間は多量のチャート・石英が不規則にはいつている珪灰石によつて占められている。この種の産状においてはまれに透輝石，少量の柘榴石を伴なうのみで，灰鉄輝石や金属鉱物はほとんど存在しないのが通例である。大銅鉱床主鉱体周辺の壁岩中において，この項に述べたような産状が多い。

珪灰石と石灰岩との境界面にはしばしば透輝石などの鉄苦土スカルン鉱物の多い厚さ1～10 mm位の部分があり，またこれに平行に不純物が縞模様をなして混在する場合がかなり多く認められる。宝盛坑において認められたこれらの顕著な例を図版1に示す。このような様相は珪灰石化作用の過程において，鉄・苦土などの成分が移動したことを示すものと思われる。



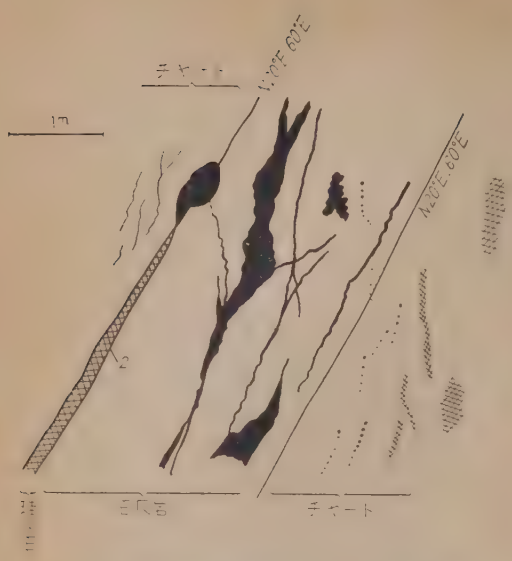
図版1　珪灰石の産状(宝盛坑)
長繊維珪灰石集合体(W)と石灰岩(L)との境界面に沿つて透輝石などのスカルン鉱物の多い帯がみられる

6.2.2 石灰岩中に不規則網状細脈をなす珪灰石

このような産状を示す場合は比較的少ない。晶質石灰岩中に微細なビリ脈をなして網状に珪灰石が形成されている場合である。これはチャート中の網状細脈の場合と同じく，石灰岩中の不純物としてのSiO_2，および鉱化作用または熱変成作用の一連の過程のなかで，高温溶液中に溶解して移動したSiO_2の作用とみることができる。この種の産状の珪灰石は量がきわめて少なく，資源的にはあまり重要でない。大銅鉱体の周囲，特に6.2.1の産状の珪灰石に随伴して局部的に観察される。

6.2.3 石灰岩とチャートとの境界部の珪灰石

チャートと石灰岩との明瞭な境界面に沿つて珪灰石が形成されている場合で，例えば，第6図の point 2の部分のような場合である。この例においては厚さ4～5 cm以下で，一見したところチャートと石灰岩との反応によつてその場で珪灰石となつたように思われる。この珪灰石には淡赤褐色の柘榴石を含有しており，また下盤側の石灰岩は鉱化作用を受けており，鉱化作用に伴なう珪灰石の形成も否定できないが，この場合には鉱石に伴なう



第6図 大銅鉱床④地点の側壁のスケッチ，黒色部は金属鉱石細脈，点線は方解石細脈，交叉線部は珪灰石

珪灰石はほとんどみられない。

これは珪灰石化作用の初期の段階を示すものであろう。

6.2.4 珪灰石スカルン

一般に高温交代鉱床において，鉱石に伴なうスカルン鉱物帯に多量の珪灰石を産する鉱床は珍らしいが，本鉱山の鉱床においては注目すべき量の珪灰石が，スカルン鉱物帯に産出している。すなわち，透輝石・灰鉄輝石・柘榴石などの Mg, Fe, Ca, Al を含むスカルン（以下では鉄苦土スカルンと略称する）と分離して，ほとんど珪灰石のみからなるスカルン（珪灰石スカルン）が存在する場合で，もちろん両スカルンの間には鈴木醇の図示[註1]したように成因的関係があるのであるが，珪灰石スカルン帯の規模が大きく，2～3m 以上にも及んでいる。このような場合には隣接して鉄苦土スカルン帯が存在しても，両者が密雑して産する部分の幅は狭く，かなり鮮鋭に分かれており，珪灰石スカルン中に鉄苦土スカルン鉱物が不純鉱物として混在する量も少なく，珪灰石の資源として一応の価値を有するものと思われる。また鉄苦土スカルン中に存在する珪灰石の量も一般にきわめて微量である。このように両スカルン体に分離している場合には，珪灰石スカルン中には金属鉱石の存在することもあまり多くない。

6.2.5 鉄苦土スカルン・鉱石と共生する珪灰石

スカルン鉱物のなかで最も多量に産するものは柘榴石（灰鉄柘榴石および灰礬柘榴石成分に富むもの）・透輝石であつて，通常これらに珪灰石が混在し，ときに灰鉄輝石と微量の他の珪酸塩鉱物を随伴する。このような場合に珪灰石は，鉄苦土スカルン中に短繊維の針状結晶をなしてスカルン鉱物の粒間に散在する場合と，珪灰石が塊（径数 cm～数 10 cm）をして鉄苦土スカルン中に胚胎する場合とがある。さらに後者の場合においては珪灰石小塊中にかなり多量のスカルン鉱物類が不純鉱物として含有されていることが多い。したがつていずれの場合においても，珪灰石は規模が小さく，かつ他の鉄苦土スカルン鉱物を多量に含有しているため，品質が悪く，珪灰石資源の対象となりうる箇所はまれである。

銅・タングステンなどの金属鉱物は，鉄苦土スカルン帯中に塊状・鉱染状・脈状をなして多量に形成されていて，採掘対象の鉱石となつており，珪灰石小塊も重金属の金属化作用を受けている。このように特に鉱化作用の顕著な場合には，珪灰石の品質はさらに低下している。大銅鉱床・福寿宝来鉱床の採掘跡の側壁に残つている品位鉄苦土スカルン帯中の珪灰石は，ほとんど採掘の対象とはなりえない。

1号下部鉱床や大銅鉱床上部およびその他の二次酸化鉱石を産する鉱床において，二次酸化銅鉱石が，珪灰スカルンと石灰岩との境界部に形成された溶解空洞を充填して産する場合には，珪灰石繊維の放射状集合体の側へ向かつて重金属元素が浸透し，黒・褐・緑色に着色している。この着色帯の幅は数 cm～10 数 cm に達することがある。

6.2.6 鉱石細脈と共存する珪灰石

本鉱床の初成鉱石はすでに述べたように，おもにチャート中の石灰岩を交代して形成されたスカルン帯に胚胎するものであるが，鉄苦土スカルン鉱物を随伴せずに，石灰岩・チャート中に無数の幅 10 数 cm 程度以下の脈をなして重金属鉱物が形成されている場合も多い。これは鉱液が石灰岩を交代する末期の段階および鉱化作用の程度の弱い部分を示すもので，大銅鉱床採掘跡周辺および福寿宝来鉱床中の一部にみられる。細脈中に金属鉱物・石英・方解石などとともに少量の珪灰石が形成されており，細脈自身は鉱液の移動・浸潤の通路となつたのであるが，石灰岩・チャートいずれの細脈の場合も，その細脈中の珪灰石が，その場で壁岩と鉱液との反応により形成されたものであるか，あるいは機械的に運ばれたものであるかを，肉眼的観察のみで決定することは困難である。

この項に述べた産状の珪灰石の量は少なく，珪灰石資源としての価値は乏しい。

註1）文献5，p. 97 の第4図

6.3　珪灰石集合体の規模

本鉱床のように，産状における珪灰石の鉱量計算を行うにあたつては，算定の基礎となる単位集合体の大きさをどの程度に推測するかが問題である。前項で述べたような産状をもつているから，一般的には石灰岩の規模と産状とに規制されるわけであるが，後述する品質の問題とも考え合せて考慮しなければならないのは当然のことである。さらに珪灰石集合体は種々の規模のものが，坑道および採掘跡の多数の箇所に散在しており，採掘技術の面での可能性をも考慮して，鉱量算定の最小規模を×1×0.5 m 位においた。そのうえで約70地点の珪灰石について計算を行つたが，実際の規模はきわめて変化に富んでいる。

6.4　鉱　量

採掘対象とされる鉱石の賦存可能性を推定するための諸条件，品位，品質，利用面からの条件，採掘および処理技術などの諸条件が備わつたうえで，始めて鉱量計算が可能になるわけであるから，本鉱山の珪灰石の場合に，要求される珪灰石の品質が決定されておらず，上述のような産状のために賦存鉱体の大きさを推定するための条件が不充分で，計算の基盤となる条件が充分とはいいがたい。したがつて可採度を考慮に入れた鉱量というよりは，自然的産状のみによる鉱床量という意味で計算をおこつた。計算を行うにあたつては，坑道，採掘跡における露出面の大きさと，その珪灰石集合体の産状と地質条件とを考慮したうえで期待される最小限度の奥行とによつて算出された数値を確定鉱量[註2]とした。もちろん，露頭あるいは残柱として産するような場合も当然これに含められる。このようにして確定鉱量を計算した後に，品質条件，鉱床賦存環境の許す場合（この条件，環境は一般に各地点において異なつている）には，さらにできるだけの数量的データを用いて推定鉱量[註2]を算定した。推定できる露出面をもつか，充分に安全な奥行を推定できない場合も確定鉱量よりも確実度が低いものとして推定鉱量に含めた。同一地点において確定鉱量と推定鉱量とは必ずしも常に相伴なつて計算されうるとは限らない。珪灰石の比重は2.9であるが，近似的に3.0として計算した。しかし，その差は約3％であつて無視できる程度であろう。

以上のような操作によつて計算した本鉱山の珪灰石の鉱量は第2表に示す通りである。表中の No. は第1～5図において示した珪灰石集合体の分布地点の番号である。なおこゝに計上した以外の地点においても，鉱山職員により珪灰石の存在が確認されてはいるが，坑道崩壊あるいは水没のため，計算のデータを得られないものがかなりある。

算定鉱量の合計は，第2表に示したように，確定鉱量12,843 t，推定鉱量 26，119 t，合計 38,962 t である。

6.5　珪灰石の品質と不純物

珪灰石にはタイルを主とする陶磁器の原料としての使用試験が行われており，タイル原料には純白度の高いことが要求されるから，珪灰石にも不純鉱物の混入の少ないことが必要である。着色の原因となる不純物として，最も嫌われるものは Fe で，Fe 含有量は1％以下，Mn，Cu などの重金属は0.1％程度以下でなければならない。S もまた除かれるべき元素である。柘榴石は1％位でも珪灰石を暗褐色に着色する。MgO が混入するとタルク質タイルに類似し，CaO（または $CaCO_3$）が混入すると強度が低下するために好ましくないが，少量であつて，かつ原料中の混入率が一定ならばさしつかえない。SiO_2 も同様である。灼熱減量も少ないほど良好であるが，4～5％までならばさしつかえないといわれている[註3]。

本鉱床の珪灰石の品質はおゝむね良好であるが，銅鉱床のスカルン帯に産するものであるために，不純鉱物の種類，混入の仕方・程度が種々雑多である。一般的にみて，6.2項で述べた産状のうち1・2・3の場合にはチャート・石灰岩がおもな不純物で，少量ないし微量の鉄苦土スカルン鉱物・重金属鉱物を伴なう。4の場合には鉄苦土スカルン鉱物であるが一般に量は少ない。5・6の場合には珪灰石は鉄苦土スカルン鉱物・金属鉱物・脈石英などと密接に結びついて産し，複雑な共生関係を示しているために，分離・選別が困難で，使用に耐えるものは少ないようである。本鉱床の珪灰石集合小塊の化学分析値は第3表に示す通りである。

不純物を多量に混入し，タイル原料としての使用に耐えないと思われるものは，第2表に示した鉱量計算には除いてある。

おもな不純鉱物の種類は第2表の不純鉱物の欄に示した。またその混在のあり方によつて，珪灰石の品質を一応の目安のためにA級・B級・C級の3等級に分けた。A級は径 10～20 cm 程度の中塊で，特に選別を必要としないで出鉱できるもの。B級は坑内または坑外においてある程度の手選を必要とするもの。C級は不純鉱物がやゝ密にはいつているために，特別の処理を必要とするものであつて，各鉱量計算ごとに区分してみた。これは第2表の等級欄に示した通りで，等級別鉱量は第4表に示した。

註2）こゝに確定・推定とした鉱量は厳密な定義に従えば，それぞれ推定・予想鉱量と考えられるべきものである。

註3）本項に述べたこれらの条件は，全国タイル工業協会，神谷高枝氏の談話による。

第2表 大和鉱山珪灰石鉱量表

No.	分布地点	珪灰石の規模 (m)	確定鉱量 (t)	推定鉱量 (t)	品質	不純物	実量(t)	繊維の長さ	色
3	本坑採掘跡	2.5×1.5×0.8	9		A	ch, sk, ga, ore	70	m	淡褐
		2.5×1×0.8		6	A		50		
4	大丁場南西端	2×3×3	54		B	ch	10	l	白
		3×2×2		36	B		10		
5	同上	2×1×0.8	5		A	ch, ga, ore	85	l	淡黄,
		2×2×0.8		10	A		80		
		5×2×1		30	B		70		
6	同上	1×1×0.5	2		C	ch	50	m	白
		1×1×0.5		2	C		50		
7	同上	1×1×0.5	2		C	ch, ga	50	m	淡黄
		1×1×0.5		2	C		50		
8	同上，切上り	3×2×1	18		A	ch, ca	90	m	白
		2×1×1		6	A		80		
9	同上，傾斜坑道	3×2×0.3		5	B	ch	60	m	淡黄
10	中切坑本延西押	2.5×2×1.2	18		A	ch	90	l, m	白
		3×3×1.2		32	A		70		
		2.5×2×1.2		18	A		70		
11	同上	2×1.5×0.6	5		A	ch	80	l, m	白
		1×1.5×0.5		2	A		60	l, m	
12	同上	3×2×1	18		C	ch, sk	80	m, s	淡褐
		3×1×1		9	C		70	〃	
13	中切坑本延北延	1.5×1×0.8		4	B	ch	70	m	灰
14	1号鉱床北西部	1.5×4×1.5	27		A	ch, ore	90	l	白
		1.5×4×1.5		27	B		90	l	
		1×1×1		3	B		80	l	
15	同上	1×3×1		9	A	ch	80	l	白
		1×2×1		6	A		80	l	
16	同上	3×2.5×0.8	19		A	hd	90	l	
		3×2×1		18	A		90	l	
		1×2×0.5		3	A		80	l	
17	大丁場1号上部入口	1×2×0.5	3		C	ch, sk	60	s	淡
		1×1×1		3	C		50	s	
18	大丁場中央南部	6×3×2	108		A	sk, ga, ore	80	l, m	白
		5×2×1	30		A		80	l, m	
		3×2×5	90		A		80	l, m	
		5×7×3		315	B		70	l, m	
19	1号ホッパー北部	5×3×1	45		A	ch	80	m	白
		3×2×1		18	B		70		
20	水溜場北西部	5×7×1.5	157		A	ch	90	m	白
		3×7×1.5	94		A		80		
		6×7×1	126		A		80		
		6×2×1		36	A		70		
21	同上，入口	3×4×2		84	B	ch, sk	30	m, s	
22	同上，広間天盤	15×5×2	450		C	ga, sk, q, ore	(30)	s	
23	同上	8×8×5		960	C	ga, sk, q, ore	30	s	
		10×5×1		150	C		30		
24	大丁場中央上部	2.5×4×1		30	B	ga, hd, ca, ore	60	m, l	白
25	同上，東端	4×2×1.5	36		C	ch, sk, ore	30	m, s	褐
		4×5×2		120	C		30	m, s	
26	大丁場中央南押	4×3×2	72		A	ch, ls	20	l	白
		4×2×2		48	A		20	l	
27	宝盛坑	8×1×1.7	38		A	di	40	l	白
		8×1.5×1		36	B		30		
		5×1×1	15		A	ls	40	l	白
		5×1×1		15	B		30		
		5×1×0.5	7		A	ls	30	l	白
		5×1×1		15	B		20		
		1.5×2×2	18		A	di, ga, q	80	l	白

No.	分布地点	珪灰石の規模 (m)	確定鉱量 (t)	推定鉱量 (t)	品質	不純物	実量註1)	繊維の長さ	色
27	宝盛坑	1.5×2×2		18	B		50		
		1.5×2×2		18	B		50		
		1.5×5×2	45		A	ch, q	30	s	
		1.5×5×2		45	B		20		
		1.5×5×1		22	B		20		
		1×4×3.5	42		B	ch, q	30	m	
		1×4×2		24	B		20		
		2.5×1×2	15		A	ch, ore	30	m	
		2.5×1×2		15	B		20		
		2.5×1×1		7	B		20		
		1×2×3		18	B		50		
		2×5×3.5		105	B		20		
		3×5×10		450	B		20		
		1.5×4×10		180	B		10		
		1.5×4×2		36	B		10		
		2.5×2×2		30	B		50		
		8×1×1.7		47	B		30		
		5×2×0.5		15	B		20		
29	1号鉱床下ﾘ	6×1×2	36		A	ore	50	l	白
		6×1×3		54	A		50		
30	同上，北西部	2.5×2×1	15		A	ch, ga	40	l	白
		2×2×1	12		A		40		
		5×6×1		90	B		30		
		3×4×1		36	B		30		
31	同上，下ﾘ	3×1×2	18		A	ch	40	l	白
		5×1.5×3		67	A		30		
32	同上，北西部	4×1.5×1.5	27		A	ch, ls	70	l	白
		4×1.5×2		36	A		50		
		2×1×2	12		A	ch, ls	60	l	白
		2×1×2		12	A		50		
33	1号ホッパー東方	3×5×1.5		67	A	ch, q	60	l	白
34	2号ホッパー西方斜坑道	4.5×4×10	540		A	ch	70	l	白
		5×4×10		600	B		60		
		10×2×15		900	B		40		
35	1号ホッパー南方	3×2×1	18		A	ch	50	l	白
		5×3×1		45	A		40		
36	同上，下部	2×1×3	18		B	ch, sk, ca, ore	90	l	白，褐
		3×2×5		90	C		70	l	
37	1号下部北坑道	3×8×1	72		A	ch, ore	50	m	白
		4×8×1		96	B		40		
38	同上	2×2×5	60		B	ch, ore	40	m	白
		3×2×5		90	B		40	m	
		5×10×8		1200	C		20	m	
39	1号下部南坑道	5×5×0.5	37		C	ch, ls	30	s	灰白
		5×5×1		75	C		20		
40	同上，切込	3.5×2×5	105		A	ch	70	l	白
		4×2×2		48	A		50		
41	同上	2×1×2	12		B	ch	50	m, s	白
		1.5×1.5×2	13		B		50		
		1×1×2	6		B		50		
		4×2×5		120	B		40		
		2×1×5		30	B		40		
42	同上	1×1×1	3		C	ch, ore	60	m	白，灰
		2×3×5	90		C		60	m	
		2×2×5		60	C		50	m	
		2×3×3		54	C		50		
43	同上	4×3×2	72		A	ch	40	m, l	白
		4×3×4		144	A		30		
44	同上	1×2×2	12		A	ch, ls	50	m, l	白
		1×2×2		12	A		40		
45	同上	1.5×1×1.5	7		B	ch	40	l, m	白
		1.5×1×2		9	B		40		
46	同上，1号下ﾘ	1×1×2	6		A	ch	50	l	白

No.	分布地点	珪灰石の規模 (m)	確定鉱量 (t)	推定鉱量 (t)	品質	不純物	実量[註1]	繊維の長さ	色
46	1号下部, 1号下り	2×4×5	120		A	ch	80	l	白
		1×1×2		6	A		50		
		2×4×4		96	A		50		
47	同上	2×2×2	24		A	ch	70	l	白
		2×2×3		36	A		60		
48	同上, 切込	1×4×3	36		A	ch, ca, q	70	l	白
		1×5×5		75	A		60		
49	同上	1.5×1×2	9		A	ch	70	m, l	白
		2×1.5×3		27	A		60		
50	探鉱奨励坑道	3×2×1.5	27		A	ch	80	l, m	白
		3×5×1.5		67	A		70		
51	同上	10×1.5×2	90		A	ch, sk, ca, q	60	l, m	白
		10×3×5		450	A		50		
52	同上	3.6×5×1.2	65		A	ga, ca	40	l, m	白
		2.0×5×1.2	36		B	ch, sk	40	l, m	白
		3.6×1×1.2	13		B		40	l, m	白
		1×1×1.2	4		A		40	l, m	白
		6×7.5×5		675	B		30		
		6×7.5×5		675	B		30		
53	新盛坑1号ホッパー	7×3×10	630		A	ch, ls	90	l	白
		10×4×5		600	A		70		
		4×4×10		480	A		70		
54	新盛坑本延	7×3×5	315		A	ch, ls	60	l	白
		7×5×5		525	A		50		
55	同上	7×10×1.5	315		A	ch, ca, q	50	l	白
		7×10×1.5		315	A		50		
56	同上	5×1.5×5	112		A	ch, ca, q	60	l, m	白
		5×1.5×5		112	A		50		
57	同上, 3号ホッパー	7×4×3	252		A	ch, ca, q	60	l	白
		10×4×5		600	A		50		
58	同上, 南延	10×5×1	150		A	ch, sk, ca, q, ore	30	l	白
		10×10×1		300	B		30		
59	同上, 南端	7×20×1.5	630		A	ch, ga, ca, sk	30	l, m	白
		10×10×1.5		450	B		30		
		10×10×1.5		450	B		30		
60	新盛坑南上延	5×5×1	75		B	ch, sk, ca	50	l, m	白
		5×5×1		75	B		50		
61	同上	25×5×1	375		B	ch, sk, ca, q, ore	30	l, m	白
		25×10×1		750	B		20		
63	大銅鉱床本坑露頭	20×8×10	4800		A	ch, sk, ore	30	l	白,
		20×8×20		9600	B		20	l	
65	朴の木坑	6×2×3	108		A	ch, ls	80	l	白
		6×2×2	72		A		80	l	
		10×4×5		600	A		40	l	
		3.5×4×5		210	A		40	l	
		6×2×4		204	A		40	l	
66	軟珪石掘場東端	15×6×5	1350		B	ch, sk	70	l	白,
		15×6×3		810	B		50	l	
67	軟珪石掘場	2×1.5×3	27		B	ch, sk	80	l	灰
		1×1.5×2	9		B		80	l	
		8×2×5		240	B		30	l	
		8×1.5×5		180	B		30	l	
		7×1×5		105	B		30	l	
72	宝来坑梯子道中	1×2×1	6		A	ch, sk, ore	50	m	白,
		1×1×1	3		A		40	m	
		1.5×2×3		27	A		60		
		1.5×1×2		9	A		40		
73	福寿坑本延	1.5×1×1	5		A	ch, sk, q	90	l, m	白
		1.5×1×1		5	B		80		
		8×1×1	24		A		60	l, m	
		8×1×2		48	B		50		

No.	分布地点	珪灰石の規模 (m)	確定鉱量 (t)	推定鉱量 (t)	品質	不純物	実量註1)	繊維の長さ	色
5	福寿坑西押	2×1×1	6		B	sk, ore	60	m	白
		2×1×1		6	B		50		
6	同上，下り	3×2×3	54		C	ch, q	10	s	灰白
		3×2×2		36	C		10	s	
		6×2×3	108		C		10	s	
		6×2×2		72	C		10	s	
7	福寿坑人道口	6×5×2	180		B	ch	50	l, m	白，灰
		6×5×2		180	B		50		
8	福寿坑中央部	3×6×1	54		A	ch, sk, ore	70	l, m	白
合計			12,843+26,119=38,962						

註 1) 珪灰石の実量 (beneficial net wollastonite) %

註 2) Ca：方解石　ga：柘榴石　ore：金属鉱物
ch：チャート　hd：灰鉄輝石　g：石英
di：透輝石　ls：石灰岩　sk：鉄苦土スカルン

註 3) 繊維の長さの分類は l：長繊維 (1.5cm 以上)，m：中繊維 (1.5~0.5cm)，s：短繊維 (0.5cm 以下)

第3表　大和鉱山産珪灰石の化学分析値

	1	2*	3*	4**
	珪灰石理論値	白色珪灰石	褐色珪灰石	
SiO_2	51.71	53.76	48.06	50.01
CaO	48.29	41.59	43.05	45.5
Fe_2O_3		0.72	1.76	
Al_2O_3		0.17	2.66	2.9
TiO_2				
MnO		0.60	0.80	
H_2O^-		0.07	0.18	
Ig. loss		3.19	3.34	
	100.00	100.10	99.85	98.41

註)　本資料は鉱山の好意による。2は鉄苦土スカルンの比較的少ないもので，3は二次酸化鉱に汚染されているようなもの
分析：*淡陶株式会社，**山口窯業試験場

第4表　大和鉱山産珪灰石の等級別鉱量

	確定鉱量 (t)	推定鉱量 (t)	計
A　級	9,757(4,490)	5,118(2,687)	14,875(7,177)
B　級	2,283(1,313)	18,168(4,912)	20,451(6,225)
C　級	803(198)	2,833(764)	3,636(962)
計	12,843(6,001)	26,119(8,363)	38,962(14,364)

A 級：特に選別を要しないもの，B 級：選鉱を要するもの，C 級：特別の処理・選別を要するもの，括弧内は珪灰石含有量

不純鉱物は珪灰石集合体中に必ずしも常に一様に分散して混入しているとは限らず，むしろ一般にはまとまって混入している場合が多いから，特に不純物のまとまって混入している部分を除いて考えた場合の珪灰石 (beneficial net wollastonite) が使用しうる珪灰石の実量ということになり，これの全体に対する 100 分比註4) を珪灰石の存在比率として鉱量計算表に示した。各分布地点ごとに計算を行い，集計すると各鉱量に対する比率は確定鉱量では 46.7 % 約 6,000 t)，推定鉱量では 32.2 % 約 8,360 t となる (第4表の括弧内参照)。

6.6　珪灰石繊維の種類・色

本鉱山に産する珪灰石は，一般に繊維状の結晶の集合体であつて，その太さは 0.1 mm 程度以下であり，やゝ太

註4　目測による概括的な数字である

くて細柱状をなすものはきわめてまれである。珪灰石繊維の長さは最長数 cm 以下であり，0.5～1.0 cm 位のものが最も多い。各地点の珪灰石繊維の長さを第2表に示したが，一般的にみると長繊維 (1.5 cm 以上)・中繊維 (1.5～0.5 cm)・短繊維 (0.5 cm 以下) の3種に分けることができる。

繊維の長い珪灰石の集合体であるほど，不純物も少なく品質が良い傾向が認められる。短繊維のものはチャート中の網状細脈・珪化作用を受けたスカルン帯・金属細脈などにおもに産し，また使用可能な程度の品質の短繊維珪灰石の場合にも石英・方解石などの混入が少なくない。

本鉱山の珪灰石繊維またはその集合体の色は，一般には白色であるが，しばしば灰色・淡黄色・淡褐色・淡緑色を呈することがあり，鉱床露頭部や二次酸化鉱床附近においては，緑色・翠緑色・暗褐色・黒色に汚染されていることが多い。

6.7 運搬，その他

珪灰石を産する鉱体は，大銅鉱床・福寿宝来鉱床・宝盛坑などであるが，大銅鉱床地区では中切坑・新盛坑坑内には坑車軌道を有し，両坑道準間は1号および2号ホッパーを利用でき，坑外の中切坑—事務所間は自走式索道の残存施設を利用することができる。新盛坑坑口から事務所までは現在は徒歩運搬によるほかない。坑内においては採掘跡が不規則であるため，切羽からホッパーまでの運搬については，大銅鉱床が現在稼行休止中であるため必ずしも容易ではないが，特に困難な場所は少ない。一部には取明けを要する箇所がある。福寿宝来鉱床においては現在銅鉱を採掘中であり，運搬上特に難点はない。宝盛坑は事務所のすぐ上にあり運搬は便である。軟珪石掘場のものについては，現在軟珪石が採掘中であり，朴の木坑のものを含めて運搬は便である。

坑内採掘跡を運搬するには簡易ベルトコンベアーを利用すれば便であろう。

本鉱山は現在選鉱場を建設中で，現存の空気圧縮機 (50 HP) を含めて，採掘規模が今後大きくなるであろう。したがつて珪灰石の機械採掘については，特に問題となることはないであろう。

7. 結 言

1) 大和鉱山の銅・タングステン鉱床は，チャート中の石灰岩を交代して形成された高温交代鉱床で，スカルンを伴ない，この一部に珪灰石スカルンと称すべき比的不純鉱物の少ない珪灰石集合体があり，これの確定推定鉱量を合算すれば，約 39,000 t に達し，将来なお量の増加する見込もある。

2) 前項に示した埋蔵鉱量の珪灰石は，銅・タングテン鉱石採掘の副産物として，採掘にある程度の考慮払えば稼行の対象となりうるであろう。現在，珪灰石タイル原料として利用される程度，タイル原料に混入れる比率，最低許容品質などの点については，まだ試段階にあつて決定されていないために，珪灰石の価格現段階では試験用原料として 1 t 当り 5,000 円程度で却されている。したがつて大規模な良質の珪灰石鉱床他所で発見されれば，本鉱山の珪灰石は品位・原価ので必ずしも有利であるとは限らないが，現段階では珪石資源として一応注目に値する鉱床であろう。

(昭和 31 年 12 月調査)

文 献

1) Kato, T.: Mineralization in the Contact Metamorphic Ore Deposits of the Ofuku Mine, Nagato, Province Japa Jour. Geol. Soc. Tokyo, Vol. 2 No. 242, 1913

2) Kato, T.: A Contribution to the Knowled of the Contact Metamorphic O Deposits, Jour. Geol. Soc. Toky Vol. 24, 1917

3) 小倉 勉: 於福鉱山附近の鉱山調査報文, 地調査所報告, No. 82, 1921

4) 小倉 勉: 7万5千分の1地質図幅および同書, 山口, 地質調査所, 1922

5 Suzuki, J.: The Contact Metamorphic O Deposits in the Environs of t Ofuku Mine, Province of Nagat Jap. Jour. Fac. Sci., Hokkaido Im Univ., Ser. 4, Vol. 2, No. 1, 19

6 高橋英太郎: 山口県の諸鉱床の地質について 山口大学理誌, Vol. 1, 1950

7) 鳥山隆三: 雁飛—常森層群の層序, 地質学雑誌 Vol. 54, No. 639, 1948

8) 鳥山隆三: 雁飛層群・別府層群及び常森層群の紡錘虫化石について, 地質学雑誌 Vol. 55, No. 648, 649, 1949

9) 上野三義・土井啓司: 山口県大和鉱山銅鉱床調報告, 地質調査所月報, Vol. 7, N 4, 1956

553.62 : 550.85 (523.4)

愛媛県小大下島珪灰石調査報告

井上秀雄* 土井啓司**

On the Wollastonite Deposits of Kōge Island, Ehime Prefecture

By

Hideo Inoue & Keiji Doi

Abstract

The metamorphosed sediments of this district, presumably of Paleozoic age, are metaclayslate, phyllite, quartzite, and limestone. They are intruded by biotite granite, granite porphyry and basalt.

The wollastonite deposits occur in limestone or along the boundaries of limestone and quartzite. They run generally parallel to the bedding planes.

The ore bodies consist of white fibrous wollastonite with a little amount of quartz, calcite, diopside, prehnite and tremolite.

The chemical composition of the ore is approximately SiO_2 50%, TiO_2 tr., Al_2O_3 0.3%, Fe_2O_3 0.3%, MnO 0.1%, MgO 0.4%, CaO 46% and Ig. loss 2%.

The ore reserves are estimated about 16,000 metric tons.

要　旨

小大下島は古生層の千枚岩・チャート・石灰岩，およびこれらを貫ぬく黒雲母花崗岩・花崗斑岩，さらにこれらの諸岩類を貫ぬく玄武岩などからできている。古生層は黒雲母花崗岩の貫入により変成作用を受けている。

珪灰石は当地域中岡村鉱山のみに認められ，石灰岩中またはチャートを伴なう附近に，その層理に沿つて発達している。各鉱体の規模は厚さ数cmから1mで，奥行数十mのものが普通であり，全体で5条認められる。

珪灰石は白色繊維状で弱いガラス光沢を有し，繊維の長さは最大2.5cm，通常数mmのものが多い。

随伴鉱物は，方解石・石英・透輝石・透角閃石・葡萄石・モンモリナイト・魚眼石等である。

品質は肉眼で他鉱物の混らないもので，SiO_2 51.08%，TiO_2 tr.，Al_2O_3 0.38%，Fe_2O_3 0.40%，MnO 0.12%，MgO 0.25%，CaO 46.48%，Ig. loss 1.08%である。

推定鉱量は4鉱体合せて15,800tを算出した。

1. 緒　言

昭和31年5月，愛媛県越智郡関前村の小大下島にある珪灰石鉱床の調査を行つたので，こゝにその結果を報告する。

小大下島は愛媛県今治市の北北西17kmの瀬戸内海国立公園内にあつて，周囲4km，主として石灰石採掘と農業を営んでいる1孤島である。

珪灰石は小大下島以外に本島の北方に隣接する大崎上島の日本セメント株式会社中野鉱山にも標本的に産出するので，産状などを比較するうえに一応記述することとした。

2. 位置および交通

小大下島へ行くには次のコースがある。

第1図　位置交通図

* 鉱床部
** 元所員

第1表 現況一覧表

鉱山名	鉱業権者	所在地	生産量 (t/mon)	用途	出荷先	従業 (名)
関前	日本セメント（株）	愛媛県越智郡関前村小大下	5,000	セメント	糸崎工場	30
小大下	村上源司	〃	2,500～3,000	セメント・タンカル	大阪窯業セメント 日本セメント糸崎工場 丸尾製粉（株）	66
井村	井村敏郎	〃	1,500	セメント	境化学（株） 日本セメント糸崎工場	24
岡村	住友金属鉱業（株）別子鉱業所	〃	1,000	製錬用	住友金属四阪島製錬所	34

(1) 呉線竹原→木ノ江→小大下島（1時間30分）

2 予讃本線今治—小大下島 40分

日本セメント中野鉱山は大崎上島の木ノ江から徒歩30分，原下部落に行く途中の標高1,000 m 附近にある。

3. 現況

小大下島では第1表の4鉱山が石灰石を稼行し，鉱石は主としてセメント用として船積みにより各地に送られている。

本島で石灰石採掘が始められたのは昭和の初期からといわれている。

4. 地形および地質

小大下島を中心として周辺の東芸予諸島は向島・因島・生口島・大崎上島・大崎下島・大三島・大島・豊島・上蒲刈島・下蒲刈島など，20数島で構成され，竹原町を要として尾道—川尻にわたつて孤状に分布し，瀬戸内海を燧灘・斉灘・安芸灘に分割している。

小大下島は北東—南西方向に延び長径約1.3 km，短径350 m，周囲4 km で，海抜100 m と124 m の小高い山があり，北側は緩い地形を呈し，南側はほとんど露岩からなり，急峻な海岸線をなしている。これらの諸島の地質は一般に小レンズ状の石灰岩を伴なう上部古生層がルーフペンダントとして花崗岩類に接している。

小大下島・大下（おおげ）島・岡村島はほとんど古生層の粘板岩・砂岩・珪岩・石灰岩で構成され，一般走向は東西で南に緩く傾斜するが，部分的にはきわめて変動が多く，断層や向斜構造が認められる。また各島の一部には黒雲母花崗岩，あるいは花崗斑岩の迸入があり，上記古生層の堆積岩は熱変質を受け，片状を呈するホルンフェルスに，石灰岩は糖晶質石灰岩にそれぞれ変化している。

4.1 小大下島の地質概要

小大下島は古生層と黒雲母花崗岩・閃緑岩・花崗斑岩・玄武岩からなり，古生層は下位から変質粘板岩層・千枚岩層・石灰岩層が孤状を描く小大下島の形状に沿い，ほぼ孤状に分布する。火成岩類は古生層中に岩株状・岩脈状に貫入している。

本島の南西部岡村鉱山と小大下鉱山とを結ぶ陵線に，ほぼ東西の向斜軸が推定され，それを中心として側および南側の地層は，それぞれ中心部に向かつく傾斜している。また本島北東部の関前鉱山附近N30 W の方向に石灰岩を中心とした2本の向斜軸定され，東側および西側の地層はそれぞれ中心部につて緩く傾斜している。以上の2つの異なつた方向斜構造の交点と考えられる竜ケ鼻附近では，地層のは非常に緩やかになり，地形も浅い谷間がこの交点に向かつて北岸の東山部落から島を横断して延びり，両区域を分けている。

4.2 石灰岩層

おもな石灰岩は千枚岩層の上位または，それとインターフインガーをなして存在し，第2図に示すように所に分布するが，元来1枚の岩層が若干の地質変動として侵食作用により3つの地域に分けられたもある。通常珪岩・粘板岩の薄層を伴ない，本島の西ど結晶の度合が著しくなり，岡村鉱山では花崗岩と触変質によりスカルン帯を生じ，主として珪灰石が岩の層理に沿つて生成されている。

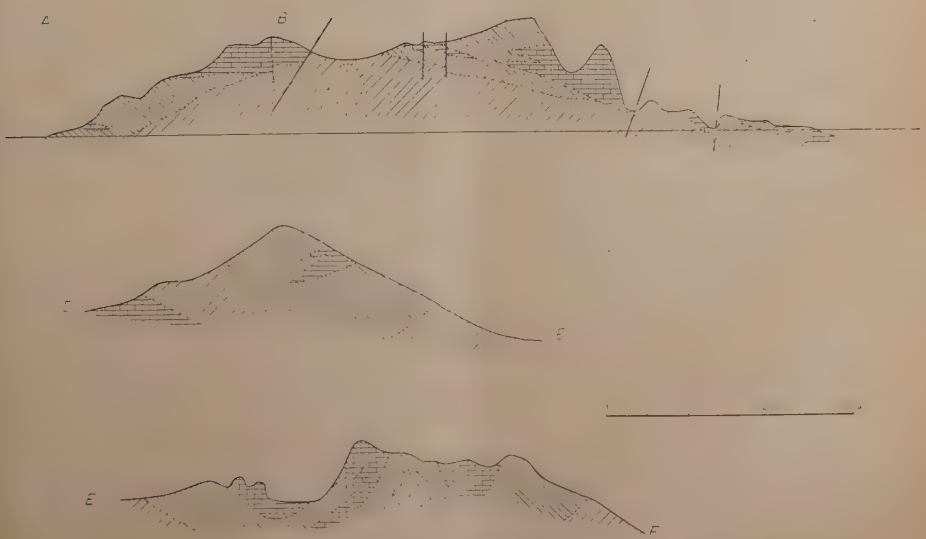
石灰岩の外観は結晶度の低い（関前鉱山附近）も灰ないし灰黒色を呈し，結晶度の高い所（岡村鉱山下鉱山附近）は純白色のものが多く，粒径は3 mm である。

4.3 千枚岩質粘板岩

石灰岩層の下位にあつて，それとインターフインし，また後述の変質粘板岩ともインターフインガーいる。石灰岩と同じく3つの地域に露出し，北東部部においては一連の地層として分布し，西部のみは系断層により切断され，独立した分布をなしている岩中には小レンズ状を呈する石灰岩の薄層が所々にられる。

外観は黒ないし黒褐色を呈し剝理性を有する。弱を受け，下部ほどその変質の度合が進んでいる。鏡

第2図　小大下島地質図



第3図　地質断面概念図

は縞状を呈し，多くの石英粒および少量の石英の角礫を伴なつた凝灰岩質岩で，多くの緑泥石を生じ，下部では黒雲母を少量生じている。

4.4 変質粘板岩層

本島中の最下部層で島をとりまいた形で海岸沿いに分布し，上部の千枚岩質粘板岩層とは岩質的には漸移関係を有し，明瞭な境界は示さない。一般走向 EW，北側で 30°S に傾斜し，南側では緩く北傾斜した向斜構造を呈する。本層は粘板岩と珪岩の薄層を挟在し，下部ほどその変成度が進み，顕著な縞状を呈するホルンフェルスに移化し，島の南西海岸附近が特に変成作用が進んでいる。鏡下において石英・黒雲母が多量に認められ，少量の斜簾石・堇青石(?)が認められる。

4.5 珪 岩

石灰岩のなかと変質粘板岩のなかに厚さ約 1 m のものが認められるほか，石灰岩中に数 cm の薄層として挟在されることがあり，変質した石灰岩と珪岩の境界附近では珪灰石がしばしば生成されている。外観半透明・淡黒色・淡緑色などを呈し，鏡下ではことごとく再結晶した等粒の石英粒からなつており，層理は全く認められない。

4.6 変質緑色岩

岡村鉱山の石灰岩中に幅 80 cm の岩脈状をなして発達する。緻密堅硬で濃緑色を呈し，鏡下では斜斑簾石・緑石・黒雲母・絹雲母・石英不透明鉱物などからなり，殆に緑泥石化が進み，原岩の組織は全く認められないが，おそらく輝緑岩が強度の変成作用を受けたものと考えられる。

4.7 黒雲母花崗岩

黒雲母花崗岩は白堊紀末の迸入といわれるいわゆる陽型花崗岩で，上述の古生層に顕著な熱変質を与え，また構造上若干影響を与えている。本島における分布は第 2 図に示すように，南西部地域にほゞ南北に幅 30 m 岩株状をなして発達している。

外観は中粒で斜長石・石英・黒雲母からなり，斜長石・石英は自形を呈し，斜長石は著しく絹雲母化作用を受けている。

4.8 閃緑岩

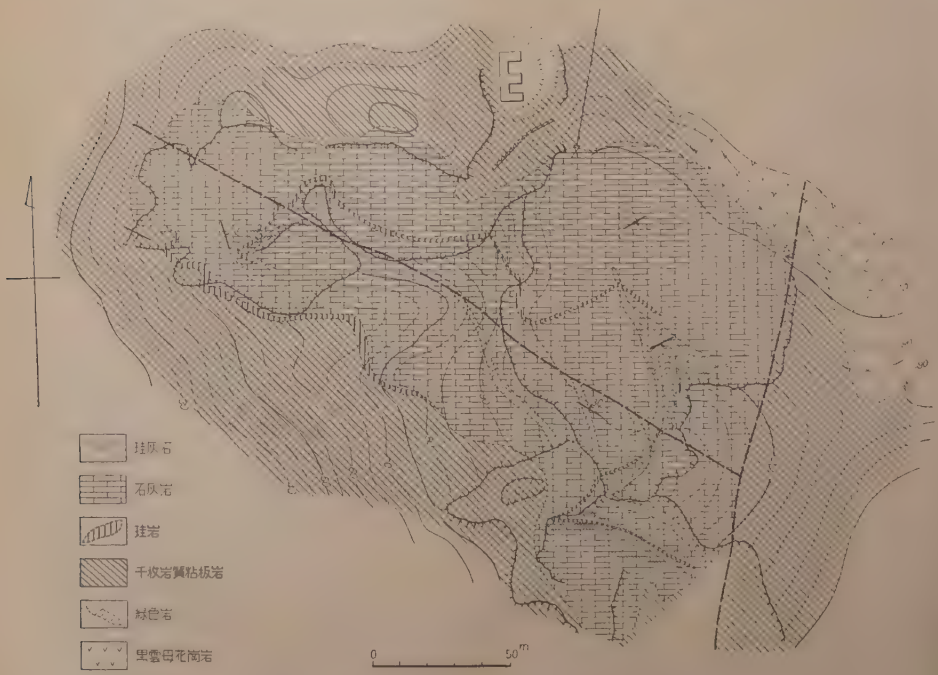
小大下島でたゞ 1 カ所南西岸の金敷と白鼻との間にさく露出し，古生層に貫入している。

中～粗粒で淡緑黒色を呈し，長石・石英・角閃石・チタン石・緑簾石からなる。

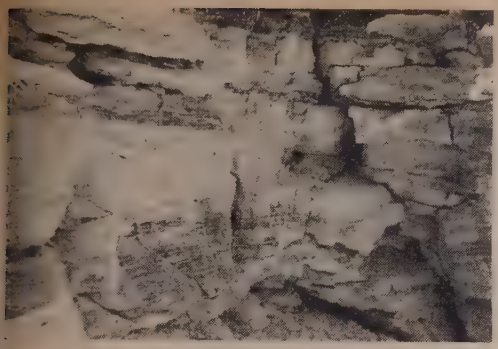
4.9 花崗斑岩

本島の北東部に岩床状または岩脈状をなして古生層に貫入し，周囲に熱変質は与えていないようである。

粗粒で長石の大きな斑晶を有し，風化してくずれやすく，淡褐色ないし緑褐色を呈するものが多い。構成鉱



第 4 図 岡村鉱山珪灰石鉱床地質図



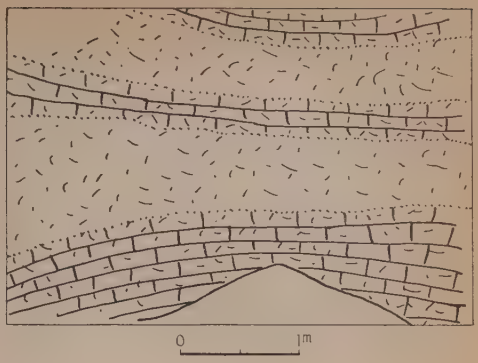
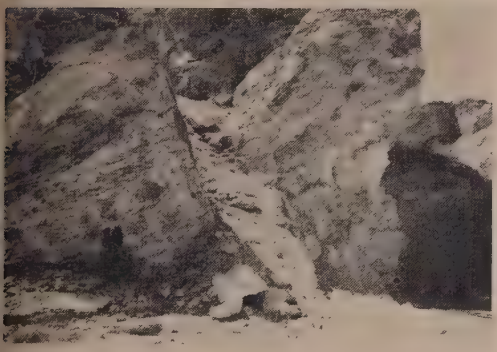


図　版　1



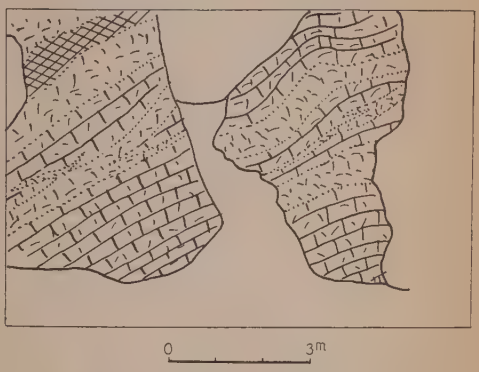
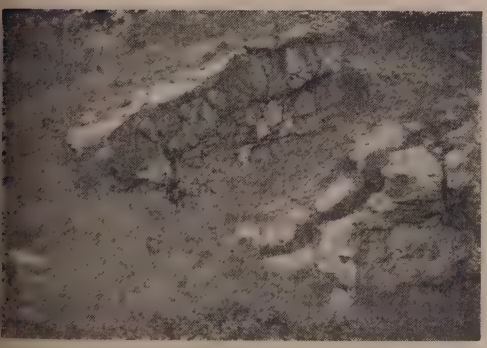


図　版　2



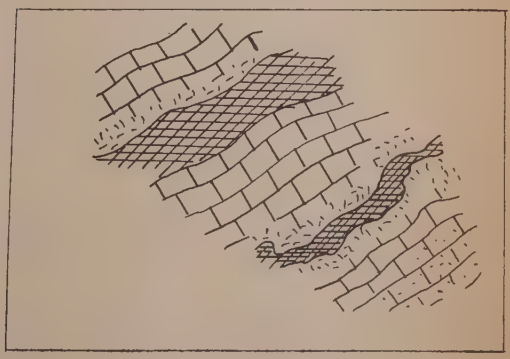


図　版　3

珪灰石が緻密な集合体を示す部分

幅10cm以下の珪灰石集合体が石灰岩と縞状構造を示す部分

珪岩層

註)　図版1, 2は東京工業大学佐田氏提供による

図版 4 白色縞状：珪灰石 黒色：石灰岩

図版 5 白黒縞状：珪灰石 黒色：石灰岩

は正長石・斜長石・石英・黒雲母で，長石・石英は自形を呈し，石基は微細な石英粒からなつている。

4.10 玄武岩

神明部落南方の石灰岩中に幅数 10 cm の岩脈として N30°E の方向に発達している。

外観は黒色粒状を呈し，構成鉱物は斜長石・普通輝石・斜黝簾石・緑泥石・方解石・磁鉄鉱で，緑泥石は橄欖石から変質したもののようである。全体としてオフィティック組織を呈する。

5. 鉱 床

小大下島のうちで，珪灰石鉱床のある附近は，花崗岩の貫入により特に著しい熱変質を受け，石灰岩はことごとく糖晶質石灰岩となり，チャートは再結晶し，その他の岩石もホルンフェルス化している。

珪灰石は主として石灰岩中の珪岩のある所に存在するが，特に強度の接触変質を受けた所にのみ賦存するようである。

産状としては石灰岩または珪岩の層理に沿つて生成されているのが最も普通である。

岡村鉱山における珪灰石は第 4 図に示すように，東西 50～70 m，南北約 90 m の範囲内に石灰岩の層理にほゞ平行に 5 条認められ，石灰岩体の北側では走向 N60°E，傾斜 20°S，南側では走向 N70°W，傾斜 30°N を示す。北側の露頭は層状を呈し，明瞭に連続し，南側のものはチャートの層理に沿い膨縮が著しいが，両者はほゞ連続するものと推定される。

北側露頭には 5 条の珪灰石帯が認められ，最下位のものは図版 4, 5 に示すように，厚さ 1～5 cm の珪灰石脈が，数 cm おきに石灰岩の層理に沿い，一部層理を斜めに切つて発達し，賦存帯全体の厚さは約 5 m で延長 3 m，奥行 6 m 以上と推定されるが，石灰岩が多量に混るので，さしあたつての採掘の対象にはならない。

上記の珪灰石帯の上位に，4 条の珪石帯があり，そのうち下位の 2 条のものは 30 cm 位の間隙でそれぞれ厚さ 20～100 cm，延長 5 m，奥行 3 m が確認できる。上位 2 条の珪灰石帯は 1 m 位の間隙でそれぞれ厚さ 1～30 cm，延長 4.5 m，奥行約 2 m が認められるが，その位置が切羽の高い所にあるため，充分な確認ができなかつた。

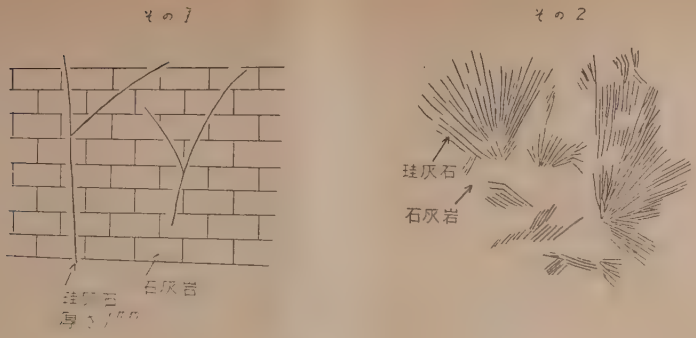
南側の露頭は石灰岩中のチャートの上下盤に 1 条ずつほゞ東西に分布し，北側へ約 30° 傾斜している。分布は断続して約 40 m の範囲に認められ，2 条の間隙約 50 m で，厚さ 1～10 cm の膨縮する不規則な層状鉱体である。

以上北側露頭と南側露頭は，石灰岩の構造が中心軸向かつた向斜構造であること，両露頭が，推定されるの方向へ向かつて層状として発達しており，また両露間隙が約 90 m であるなどの点から，両者はおそらく向としては連続するものと推定される。北側露頭の規模の関係，賦存位置の関係などから考えて，上位露頭は連続する可能性は少なく，下位の 2 条の露頭が連するものと考えられる。

以上の珪灰石帯のなかには若干方解石の混入があり，で選鉱を行う必要があり，また切羽へ向かつて下部向に発達しているために，珪灰石採掘にあたつては，羽の水準を下げる必要がある。

一般に珪灰石帯は石灰岩と明瞭に境される場合も，が，多くの場合明瞭でなく，周辺の石灰岩中にも珪結晶が疎に点在していることが多い。

第 5 図



第 6 図

珪灰石脈の厚さ数 cm の場合には，結晶の発達方向は層理に平行し，厚さ 1 m 前後の場合は，結晶の伸長方向は必ずしも層理に平行でなく，長さ 1 cm 前後の結晶が放射状に集合していることが多い。普通にみられる随伴鉱物は方解石・石英で，まれに珪灰石塊の裂目にモンチセリナイト・魚眼石が認められる。硫化鉱物は全く認められない(図版1~3，第4図参照)。

以上述べたほかに採掘の対象とはならないが，次に述べる種々の産状を呈する珪灰石が，岡村鉱山の周辺と大下島の日本セメント中野鉱山でみられる。

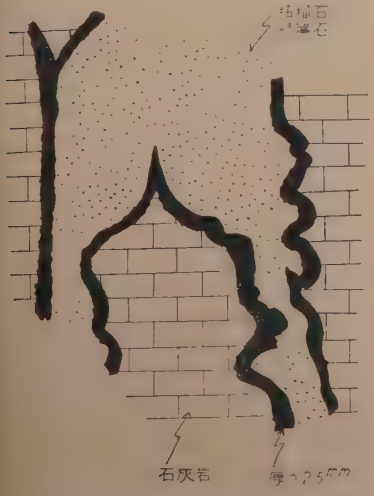
1) 所々に小規模にみられる。第5図に示すように結晶質石灰岩中に径1~3 cm の小塊状または草履虫状をして散点し，珪灰石結晶は放射状または不規則繊維状を呈する。

2) 第6図に示すように，結晶質石灰岩の亀裂面に沿う薄層として，放射状に発達するもので，日本セメント中野鉱山で認められる。結晶は5~10 cm の長さを有する場合があり，他の随伴鉱物は認められない。

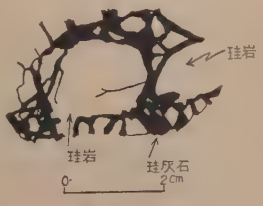
3) 第7図に示すように，2, 3 のスカルン鉱物と共生し，その外側の石灰岩との間に厚さ 2~5 mm の脈状をなして生成されている。これは石灰岩中に緑泥石・柘榴石などのスカルン体が生成され，その後のステージに石灰岩沿いに珪灰石が生成されたものと考えられる。珪灰石結晶は長さ約 2.5 cm の繊維状で，伸長方向は石灰岩の壁に向かつてほぼ平行である。中野鉱山でみられる。

4) 第8図に示すように珪岩が破砕され，その膠結物に相当する所に，珪灰石が生成されている。1結晶の最大長さ 4 mm 程度の放射状をなし，方解石・葡萄石を随伴する。中野鉱山にみられる。

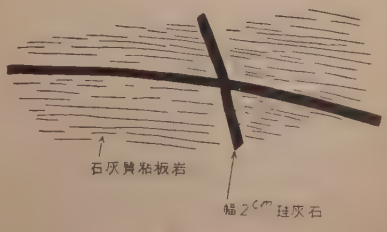
5) 第9図に示すように，石灰質変質粘板岩中にその



第 7 図



第 8 図



第 9 図

第2表 珪灰石のX線粉末回折線記録

I	d(A°)
49	7.73
10	5.82
12	4.98
100	3.85
86	3.53
93	3.32
10	3.25
81	3.09
55	2.98
20	2.72
47	2.56
38	2.48
29	2.35
38	2.31
20	2.18
18	2.17
7	2.09
11	2.02
18	1.98
26	1.92
27	1.85
14	1.83
7	1.81
31	1.76
18	1.72
6	1.67
7	1.66
6	1.65
15	1.60
11	1.53
6	1.51
12	1.48
10	1.47
21	1.45
10	1.39
21	1.36

使用機械
Geigerflex X Ray Detractmeter
条 件

Target	Cu
Filter	Ni
Voltage	kVp
Current	13 mA
Counter Type	GM
Count Fullscale	800 c/s
Scale Factor	16
Time Constant	2 sec
Multiplier	1
Scanning Speed	2°/min
Chart Speed	2°m/min
Divergency	1°
Receiving Slit	0.44 mm

層理に沿い，またその層理を切つて発達するもので，厚さは2cm 余，きわめて連続性に乏しい。平行に再結晶した石英群が縞状に発達している。

6. 鉱石品質

1. 鉱石の外観

純白色でガラス光沢を呈し，結晶は放射状または扇状に結晶している。随伴鉱物中肉眼で認められるのは方解石・石英・魚眼石・モンモリナイトの4種である。珪灰石のX線粉末回折試験の結果は第2表の通りである。

2. 珪灰石結晶の大きさ

長さ 最大2.5 cm, 通常3 mm, 最小0.07 mm(−)

太さ 最大0.8 mm, 通常0.05 mm, 最小0.005 mm (−)

たゞし中野鉱山のものは長さ10 cm に及ぶものがある。

3. 随伴鉱物

方解石： 肉眼でみられる最も多い鉱物で，鏡下で珪灰石の短繊維の結晶間に柱状に発達し，また後期晶と考えられる方解石脈は他のすべての鉱物を切つてる。

透輝石： 珪灰石結晶の成長により侵食され，顕微鏡的に散点している。

透角閃石： きわめて細い繊維状（太さ0.05 mm)をし，珪灰石結晶の周辺の方解石中に多い。

葡萄石： 珪灰石結晶を貫ぬき，脈状をなし，また解石脈により切られ島状に顕微鏡的に散点する。

石英： 肉眼でみられる石英集合体の形態からしてチャートから由来したもののようである。

モンモリナイト： 肉眼で普通にみられるもので桃色・淡桃ないし白桃色を呈し，緻密で硬度は2+，灰石中に塊状をなしている。白桃色を呈するもの

第3表 小大下島産珪灰石の化学分析成績表

No.	SiO_2 (%)	TiO_2 (%)	Al_2O_3 (%)	Fe_2O_3 (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO (%)	Ig. loss (%)	鉱石の外観
1	50.70	tr.	0.32	0.28	0.08	0.36	46.73	0.88	純白色短繊維状集合体最上鉱
2	48.82	tr.	0.28	0.30	0.08	0.65	46.56	2.60	純白色短繊維状集合体 灰黒色石灰石随伴
3	46.20	tr.	0.60	0.42	0.12	6.39	33.60	12.22	淡桃色短繊維状集合でごく少量の石灰石随伴
4	36.42	tr.	0.21	0.19	0.04	0.42	41.35	20.60	純白色長繊維状で石灰石混り
5	51.08	tr.	0.38	0.40	0.12	0.25	46.48	1.08	純白色短繊維状集合体
6	48.64	0.02	12.03	0.28	0.04	0.60	35.09	3.18	乳白色および淡桃色を呈し未明鉱物(粘土鉱物？)を含む

分析： 山田貞子

石脈の周辺にのみ存在し，光沢が強く，若干骨感をする。

魚眼石：珪灰石塊の割れ目に沿つて，平行脈を伴な小脈状(厚さ1 mm・長さ最大20 cm)または，小レンズ状(厚さ1 mm・長さ最大1.5 cm)を呈する。脈状を呈するものは外観，白色ないし透明でしばしば脈の中心にかつてきわめて微細な結晶が発達していることがあ，小レンズ状を呈するものは淡橙色を呈し，珪灰石塊亀裂面に径5 mm 程度のものが1～2 cm おきに散点ている。

不透明鉱物：黒色を呈し肉眼でもみられ，おそらくの酸化物と推定される。

4．品　質

一般にみられる鉱石は分析表に示す No. 1，No. 2，. 4，No. 5の4種で，No. 1，No. 2，No. 5は無選で使用可能と考えられるもので，No. 4は石灰岩との別が容易であるから，ある程度までは選鉱が可能と考られるものである。No. 6の Al_2O_3 12.03 %は鉱石頁で述べたモンモリナイトに由来するのではないか考えられる。No. 3の MgO 6.39 を示すものは，試中にモンモリロナイトが認められるので，それに由するものと考えられる。また肉眼では観察できなかたが，ドロマイトが潜在している可能性も考えられ

7．鉱　量

鉱量計算は第10図に基づき，a，b，c，d の4鉱体について推定鉱量を算定した。

a 鉱体

延長50 m，奥行85 m，厚み平均80 cm，比重2.9，推鉱量9,280 t

b 鉱体

延長40 m，奥行75 m，厚み平均60 cm，比重2.9，推鉱量5,785 t

c 鉱体

延長20 m，奥行30 m，厚み平均20 cm，比重2.9，推鉱量435 t

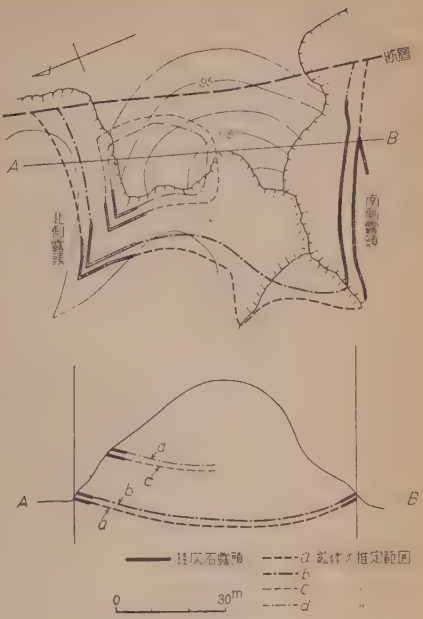
d 鉱体

延長20 m，奥行25 m，厚み平均20 cm，比重2.9，推鉱量290 t

合計推定鉱量15,780≒15,800 t

8．結　論

小大下島の珪灰石は，強い接触変質を受けた石灰岩中



第10図　鉱量計算図

のみに生成されており，今後石灰石の採掘が進むにつれて，新しい珪灰石鉱床発見の可能性も考えられる。そのうち岡村鉱山の珪灰石鉱床の下部(面積75 m×35 m)は最もその可能性が強いと考えられる。珪灰石は石灰岩の層理に沿つて生成されており，石灰岩の構造が重要な役割を果すわけで，当地の石灰岩は向斜構造をなすと推察されるが，真の構造は不明ゆえ，地下における石灰岩の構造とともに，珪灰石の賦存状況を，ボーリングにより確かめることが必要であろう。

鉱石中の随伴鉱物は肉眼では全部を知ることはできないが，鏡下において3～4種のスカルン鉱物を随伴するので，鉱石処理に際しては，この種鉱物の除去方法を研究しなければならない。また珪灰石塊の亀裂面と思われる所には，しばしば他の鉱物が随伴することがあるので，注意が必要である。

小大下島の珪灰石鉱床は，概して良好なものと考えられる。それは量的にかなり纏まり，しかも若干の鉄苦土鉱物は随伴するが，硫化物は全くみられない事実からいえると思う。

消極的見地から他地区で優秀な珪灰石鉱床が発見されないかぎり，稼行可能なものと考えられる。

(昭和31年5月調査)

553.62 : 550.85 (522.1)

福岡県採銅所地区珪灰石調査報告

高　橋　　博*

On the Wollastonite Deposits of Saidōsho District, Fukuoka Prefecture

By

Hiroshi Takahashi

Abstract

The Paleozoic formation in this district is divided into (1) Tagawa metamorphic series, composed mainly of semischist, (2) Hirao limestone series, composed mainly of limestone and (3) non-metamorphosed sediments, composed of phyllitic rocks and limestone. They are intruded by "Kurate type" granodiorite, metagabbro and many hypabyssal rocks.

Pyrometasomatic ore deposits and skarn zones develop in the contact parts of granodiorite and limestone. The wollastonite deposits are found in these skarn zones.

At the No. 6 level of the Honkō deposit in the Yoshiwara mine, the writer observed the large ore body which consists of wollastonite and garnet skarn. The deposit is mostly composed of wollastonite associated with a little amount of chalcopyrite, brown garnet and greenish or colorless pyroxene minerals. But this ore body has been mostly mined out for copper ore.

In the Zurine mine and Kanehira mine, the writer observed small wollastonite deposits, but they include more garnet and pyroxene minerals and less ore minerals than that of the Yoshiwara mine.

要　旨

当地区に広く分布する非変成古生層と平尾石灰岩層は石灰岩層を含み，所々で花崗閃緑岩体により貫入され，その接触部に多数のスカルンと鉱床が形成されている。当地区で，珪灰石スカルンの最大のものは吉原鉱山本坑鉱床6番坑銅鉱体で，黄銅鉱を含んでいるが，含有量の少ない良質部もある。現在はほとんど銅を目的に採掘しつくされた。小規模の珪灰石スカルンはズリネ・金平両鉱床に存在しているが，品位は良好とはいえない。珪灰石はいずれの場合も不純物として柘榴石を最も多く含み，他に輝石類を含んでいる。

1. 緒　言

福岡県下採銅所地区には所々に石灰岩層の分布をみ，大小の花崗閃緑岩体により貫ぬかれ，両者の接触部や後者の接触変質帯にスカルンおよび接触交代鉱床が多数賦存する。当地区は稼行の歴史が古く，また多くの種類の鉱物産地としても名高い。珪灰石は以前から産出するこ

第1図　位置および交通図

* 鉱床部

とが知られており，珪灰石調査の初年度にあたつて昭和31年9月29日から10月15日まで，当地区の珪灰石の賦存状況調査を行つた。

2. 位置および交通

調査地域は福岡県小倉市呼野（よぶの），田川市岩屋（いーや），田川郡香春町にわたり，小倉市街の南方直距15～25 km にあたる。この地域の東側には国鉄田川線と小倉—田川間の県道が通じ，南西部は炭田地帯に接しており，交通と搬出の便はきわめてよい。

3. 沿革および現況

口伝によれば，和銅年間に本地区で銅鉱石を採掘したといい，当地の地名もそこから起きたという。本地区最大の吉原鉱山は明治以前から採鉱されているが，その最盛期は明治時代で，その後，いくどか休山し，鉱業権者の交代があつた。戦後鉱業権が大運産業株式会社に移り，現在同社により銅鉱と硫化鉄鉱を対象に稼行され，近隣の鉱山からも買鉱して，浮游選鉱も行つている。吉原鉱山本坑鉱床以外の多数の鉱床はいずれも小規模で，銅・硫化鉄・モリブデン・タングステン等の鉱石を産するが，その多くは休山している。

平尾台西斜面と香春岳では石灰石鉱床が大規模に採掘されている。すなわち，一ノ岳は日本セメント，平尾台は磐城セメントと日本セメント（呼野鉱山）により採掘されているが，近年呼野鉱山は貫入火成岩脈の多いことや断層裂罅の多いことなどにより閉山され，一方昭和31年秋，小森附近で築豊石灰石工業 K.K. により東谷鉱業所が新たに開所された。

珪灰石に関しては，鉱物標本採集地として知られており，スカルン鉱物としても度々報告されているが，稼行されたり，工業原料として関心を払われたことはまつたくない。

4. 地形および地質

この地区東側沿いに小倉から英彦山へ通じる低地があり，これは N-S 断層（小倉—田川構造線）により形成された地溝帯で，香春地溝と呼ばれている。分水線は地溝中にある金辺峠を通り，ほぼ NE-SW 方向に走つている。古生層と火成岩からなる山地はかなり開析が進んでおり，不規則な稜線を示し，一部は晩年期の地形を呈している。石灰岩からなる平尾台は準平原の跡をよく残し，見事なカルスト地形を示し，同じく石灰岩からなる香春岳は，主として花崗閃緑岩からなる緩やかな地勢の上に突兀としてそびえ，南から一ノ岳・二ノ岳・三ノ岳の3岩峰を有する。古期岩類からなる当地区の南西端は，NW-SE 走向の福地山断層により断たれ，夾炭層を含む新生代の地層からなる低地に移行する。

この地区の地質は主として古生層と火成岩類からる。古生層は広く分布し，平尾石灰岩層，田川変成岩と非変成古生層の3層からなるが，いずれも時代は未で，層序学的研究や地質構造の解明などもまだ詳しく行われていない。火成岩類としては，鞍手型に属する閃緑岩の広い分布をみるほか，変塩基成岩と多数の深成岩脈が知られている。

田川変成岩層は小倉—田川構造線の東側に分布し，度の広域変成作用を受け，石英千枚岩・石墨半片岩・起石半片岩・緑泥半片岩などからなる。断層による乱や複雑な小褶曲を伴なうが，大局的には走向 ENE WSW，傾斜Nの単斜構造を示している。

平尾石灰岩層は田川変成岩層の上に位し，平尾台・香岳・岩屋附近に分布している。主として石灰岩からなが，平尾台では下部に黒色半片岩と緑色半片岩が観察れる。平尾石灰岩層はすべて接触変質作用を蒙むり，灰岩は中ないし粗粒の結晶質石灰岩に変化し，所々にカルンと鉱床の形成がみられる。平尾台の西側は NNSSW 系の数本の断層により断たれ，呼野附近ではそ下部および内部に花崗閃緑岩の貫入を受けている。

香春岳と岩屋附近の石灰岩は平尾台の石灰岩層の延と考えられている。両者とも花崗閃緑岩上のルーフ・ンダントとされているが，三ノ岳をとりまく諸鉱山の掘および探鉱の進行とともに，その底面が大きく屈曲ていることが明らかにされた。

非変成古生層は，松本達郎のいわゆる北九州非変成父累層群に属し，変塩基成岩体により2分されて北部西部に分布している。平尾石灰岩層および田川変成岩とは断層で接し，相互の関係は明らかでない。この古層もごく低度の広域変成作用を蒙むり，千枚岩質岩石らなる。当地区の北部に分布する非変成古生層は，そ南部では主として珪質岩・砂岩・粘板岩ないし千枚岩らなるが，北部では塩基性火成砕屑岩や塩基性火成岩からなり，中部では多数の石灰岩層を挟んでいる。この古生層も呼野附近において小規模に花崗閃緑岩の貫入受けているが，その接触変成作用とスカルン化作用は較的大きく，千枚岩はホルンフェルスおよび珪質岩に塩基性火成岩質岩石は片状角閃岩に，また石灰岩は緻質にそれぞれ変化し多数のスカルン，および接触交代床が形成され，そのなかの吉原本坑鉱床は当地区最大規模を有する。

花崗閃緑岩は牛斬山一帯に広く分布し，呼野附近て非変成古生層と平尾石灰岩層中にいくつもの岩株や岩として露出している。この花崗閃緑岩はいわゆる鞍手の諸特徴をもつている。すなわち，捕獲岩や岩体内部

第2図　採銅所地区地質図

変化が多く，石灰岩との接触帯において閃緑岩えの漸移や含礫石透輝石混生岩の形成などが観察され，スカルンや接触交代鉱床の発達がみられ，中ないし細粒で，有色鉱物としておもに黒雲母と角閃石を含んでいる。鞍手型花崗岩類の貫入期は，富田のジルコン法などにより新白亜紀といわれており，当地区に賦存する多数の接触交代鉱床や若干の含金石英脈鉱床の運鉱岩と考えられている。なお，嘉穂型花崗岩は調査地区の東方に分布している。

変塩基性岩は牛斬山北西方，非変成古生層中に広い分布を示すもので，牛斬山の花崗閃緑岩体とは断層で接する。斑励岩質の貫入岩体で，陽起石・普通角閃石・斜長石・不透明鉱物および残存普通輝石などからなり，岩体の周辺は千枚岩化している。貫入の時期は花崗閃緑岩より古いとされているが，正確なことは明らかにされていない。

半深成岩脈は幾種も知られている。最も普通に発達するものは石英斑岩と角閃玢岩で，吉原鉱山，香春岳の附近などに各数条みられ，ＮＳ方向のものが多い。煌斑岩は２種類あるが，いずれも変質しており，頂吉と長浦近のものには石英・斜長石などの捕獲結晶が含有されている。

この地区のおもな断層を記すと，その１つは NNW-SSW 方向の断層で，香春地溝はこの種の断層(小倉―川構造線)により形成されたものである。ほかには NW-SE 系統のものが発達し，また吉原鉱山の坑内では，層の走向と平行な古い断層と観察されている。

5. 鉱　床

5.1 吉原鉱山および呼野附近

大運産業株式会社吉原鉱山は当地区最大の本坑鉱床を主体とし，杉谷・坑口・大道・米山・頂吉・天狗など小規模鉱床からなる。これら諸鉱床のうち，珪灰石鉱として重要なものは本坑鉱床である。

本坑鉱床は粘板岩(ホルンフェルス)を上盤とし，石灰岩を下盤とする接触交代鉱床で，第１鉱体・第２鉱体・東硫化鉱体・西硫化鉱体および６番坑鉱体の５鉱体か

第３図 吉原鉱山本坑鉱床坑内図

第1表 X 線 回 折 線

I	d	I	d
4.0	7.73	2.9	2.308
0.6	5.50	0.7	2.189
10.0	3.85	0.9	2.171
5.3	3.53	0.4	1.984
5.9	3.33	2.4	1.921
1.5	3.10	0.4	1.811
1.0	3.05	1.8	1.760
1.5	2.986	0.4	1.722
1.9	2.728	1.6	1.536
5.3	2.563	0.7	1.473
1.0	2.483	1.0	1.460
1.2	2.348	0.7	1.362

No. .....
珪灰石 No. 7956 Wo (120～150 mesh) 6S
吉原鉱山産
Photo. by 磯沼 1957. 4. 26
Target Cu ガイガーフレツクス使用 137"
Filter Ni

なる。第1・第2鉱体は主として黄銅鉱を産出し，往時盛大に稼行され，富鉱部での品位は Cu 20 %，Au 20 g/t，Ag 360 g/t であつたといわれる。また，産状については第1鉱体は最大厚さ 20 m，延長 70 m，落し N70°E，また第2鉱体は下盤の石灰岩中に賦存するが，第1鉱体に類似し，最大厚さ 10 m，延長 60 m，落し N70°E であつたと伝えられている。第1鉱体は明治年間に稼行され，現在はまつたく稼行されていない。第2鉱体も1945年以前におゝむね採掘を終わり，現在少量の残鉱を出している。

戦後，3番坑の下の東・西硫化鉱体が発見され，1948年から52年まで稼行された。ともに黄鉄鉱を主とする筒状鉱体で，その横断面は東西方向に長い。すなわち，東硫化鉱体においては長径最大 20 m，短径 5～10 m，延長 70 m，落し N40～50°W で他の鉱体と異なり，また鉱体中央部では結晶が大きく，一辺が 20 cm 前後の巨晶も産したという。西硫化鉱体は本硫化鉱体と類似し，その長径最大 15～20 m，短径 5～10 m，延長約 40 m，落し N70°E であつた。

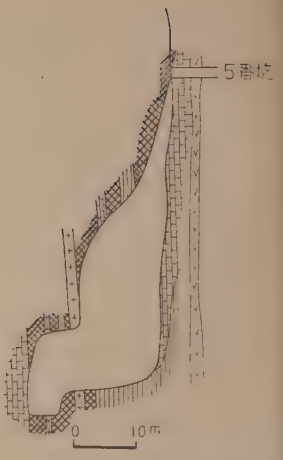
6番坑鉱体は，現在吉原鉱山の銅鉱石の大部分を産出している鉱体である。この鉱体は5番坑の奥で発見され，その後第2鉱体とは細脈で続いていることが確認された。鉱体は楕円錐体状で，下部ほど大きく，昭和31年秋には底面の広さは最大に達した。すなわち，鉱体は3番坑の約 70 m 下から肥大し始め，90 m 位下で NW-SE 方向 8～9 m，NE-SW 方向 17～18 m，その下約 20m で NW-SE 方向 12～13 m，NE-SW 方向約 25 m，さらに約 20 m 下で最大規模の NNW-SSE 方向約 20 m，ENE-WSW 方向約 40 m に達した。

スカルンは著しく肥大したが，底面が急にホルンフェルスに移化し，また北限をなしていた石英斑岩の西端が尖滅して，スカルンはその背後に移り，規模を著しく縮小したが，その東端が同じく尖滅していると推定されるもう1条の石英斑岩脈を挟みつつ，さらに下部へ延長している。

この鉱体は上部の諸鉱体と異なつた特色をもつている。(1) 鉱体の形態。(2) 落しは N 40°-W, 70°。(3) スカルンは下盤の石灰岩中に存在する。(4) スカルンは柘榴石スカルンと珪灰石スカルンからなり，特に後者が非常によく発達している。(5) 黄銅鉱は珪灰石スカルン中に胚胎している。

第4図について，以下に坑内地質に関して説明を加える。6番坑鉱体のスカルンは珪灰石スカルンと柘榴石スカルンに分けられ，両者の間には漸移帯が存在する。珪灰石スカルンは主として珪灰石からなり，その劈開や結晶の間，割れ目などに沿つて黄銅鉱・輝石類・柘榴石などを含有する。珪灰石は長さ 1～10 数 cm の白色結晶で，扇形集合をなして産する。肉眼的には純度が高いように思われるが，その粉末を検鏡したところでは，部分的に微小な不純物でかなり汚染されているようである。屈折率は n_2=1.630±0.001，n_1=1.618±0.001 である。柘榴石は不純含有物としてはもつとも普通で，褐色の≦2 mm の小粒である。屈折率は >1.741 で灰礬柘榴石に近いものであろうと思われる。珪灰石に含有されてい

第 4 図 吉原鉱山本坑鉱床第 6 番坑坑内地質図



第 5 図 6 番坑鉱体南北断面概念図

る輝石類は多くの種類のものがあるように思われる。すなわちあめ色を呈するものと緑色ないし無色のものがあつて，屈折率は 1.64 から 1.7 に及んでおり，微小な不純物により汚染されている場合が多い。黄銅鉱は 6 番坑鉱体においては珪灰石スカルン中に胚胎し，品位は変動があるが大体 3 % 位である。黄銅鉱のほかに黄鉄鉱も含有され，また北側の石灰岩との境界附近では少量の方鉛鉱が観察された。その附近では極小規模ながら，珪化石灰岩が観察され，珪質部分に黄銅鉱の含有が認められる。

柘榴石スカルンは主として濃い赤褐色を呈する灰鉄柘榴石からなり，輝石類・緑簾石・珪灰石・黄鉄鉱などを含む。珪灰石スカルンとの接触部では，両者は不規則塊状をなして互に入混るが，その直接接触部分の柘榴石はその色を減じ，淡黄緑色化する。この色の薄い部分は，Fe_2O_3 に多少富むが，同じく灰鉄柘榴石に属するものであるといわれている。

石灰岩は坑内南半分と北壁の一部にみられ，完全に再結晶し，白色中粒である。石灰岩は粘板岩（ホルンフェルス）を挟み，立坑附近でホルンフェルスに漸移する。当坑の底面の過半を占めるホルンフェルスは走向 EW でほゞ急傾斜し，石灰岩との間に断層もなく，その境界面は坑内南西端から東北東に向かつて緩傾斜し，立坑直北の艦際で 4 m 位のくぼみをなしていたといわれる。これらの点から両者の関係は岩相の横の変化ではないかと考えられる。ホルンフェルスは暗紫緑色を呈し，一般に暗紫部を石基とし，脈状・斑状またはレンズ状をなす緑色部を含んでいる。前者は主として黒雲母，後者は主として陽起石質鉱物からなる。また，ホルンフェルスは著しく珪化されており，白色珪質細脈が観察され，黄鉄鉱を含み，緑簾石脈などに切られている。黄鉄鉱はホルンフェルス中に少量であるがよく含まれ，比較的緑色部に多く，ときには細脈を形成している。

半深成岩類で 6 番坑にみられるものは石英斑岩と玢岩である。ともに岩脈で，当坑の北東端で交叉しているが，相互の関係は観察できなかつた。6 番坑の上部からスカルンのほゞ南東限に沿つて玢岩が存在しているが，著しく緑泥石化作用を蒙つて暗緑色を呈する。石英斑岩も緑泥石化作用を受け暗緑色を帯びている。主要組成鉱物は石英・雲黒母・角閃石および斜長石である。

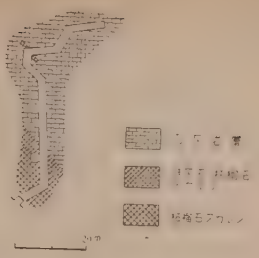
6 番坑鉱体の特異な形態については，石灰岩と石灰岩中のホルンフェルスの境面に沿つてスカルン化作用が行いた折，当所で両者の境界面が北向きの階段状をなしていたため，局部的にスカルンが大きく形成されたもの考えられる。なお，その折に交叉して存在する石英斑岩と，南東側の玢岩および他の構造的要素がなんらかの割を演じたか否かについてはデータをみつけていない。

本坑鉱床の他の鉱体では珪灰石は第 2 鉱体下部から塊をなして産するほかは知られていない。本鉱山から出した鉱石鉱物としては，黄銅鉱・黄鉄鉱・輝蒼鉛鉱・クラプロート鉱・自然蒼鉛・輝水鉛鉱・方鉛鉱・閃亜鉛鉱・硫砒鉄鉱・磁硫鉄鉱・キューバ鉱・自然金・自然銅・輝安鉱・毛鉱？・四面銅鉱・赤銅鉱・磁鉄鉱・赤鉄鉱・褐鉄鉱・孔雀石・ブーランジェ鉱などが報告されて

。なお，スカルン中の小空洞から白色粘土状物質を
る。
鉱山の他の諸鉱体からは珪灰石を産しないが，ズリ
には多量の珪灰石が含まれている。しかし，珪灰石
の多量のズリとまつたく混合していて，回収は困難
る。また，浮選尾鉱にも主として珪灰石からなるも
あるが，これも他の尾鉱とまつたく混合していて回
困難である。
原鉱山周辺地域の珪灰石の産地を次に記す。露頭と
は良好なものは発見できなかつたが，門司水源地南
で含珪灰石珪質岩の薄層を含む小スカルンが観察さ
。鉱床としては，平尾台西端の宝台鉱山は銅・モリ
ンを目的に採掘された鉱山で，そのスカルン中に珪
を産するが，坑内状況は不明である。他の諸鉱床も
石を産出しないか，坑内状況不明かで，吉原本坑鉱
ように大規模の産出は期待しえない。

2　三ノ岳周辺と旧採銅所村地域

春3峯のうち三ノ岳の中腹は金属鉱床を伴なつたス
ンにとりまかれている。スカルンは花崗閃緑岩と石
の接触面で，その屈曲の度の大きい所に形成されて
。なお，この石灰岩は宗丹，ズリネ鉱山においてはそ
れ西および南傾斜で花崗閃緑岩中に深く落ち込んで
が，横鶴鉱山ではゆるい北傾斜で花崗閃緑岩上に乗
いる。当地の諸鉱床からは鉱石鉱物として黄銅鉱・
鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・灰重石・輝水鉛鉱・方鉛
閃亜鉛鉱・輝蒼鉛鉱・自然蒼鉛などを産出し，スカ
は柘榴石・珪灰石・透輝石・灰鉄輝石・緑簾石など
なる。珪灰石は柘榴石―珪灰石スカルンとして産出
横鶴鉱山とズリネ鉱山でみられる。また少量の珪灰
宗丹・床屋などの鉱山でも産出したことがある。
リネ鉱山の柘榴石―珪灰石スカルンは2カ所で観察
る。その一つは中部坑道内で，柘榴石スカルンと石灰
間に数 m 存在し，後者とは断層で接している。他の
は，中部坑口西方約 40 m の露岩の一部で，その下部
英閃緑岩と接している。なお，当鉱山の東部坑道と
坑道の状況は明らかでない。柘榴石―珪灰石スカル
吉原鉱山の珪灰石スカルンに似ているが，柘榴石を
多く含んでいる。すなわち，白色の珪灰石の 2～10
m の扇形集合中に，褐色ないし帯緑色の数 mm～
m の柘榴石を斑状に含み，柘榴石の方が多い場合に
ゞ自形をなす珪灰石によりポイキリティック組織を
ている。当鉱山の柘榴石―珪灰石スカルンは，吉原

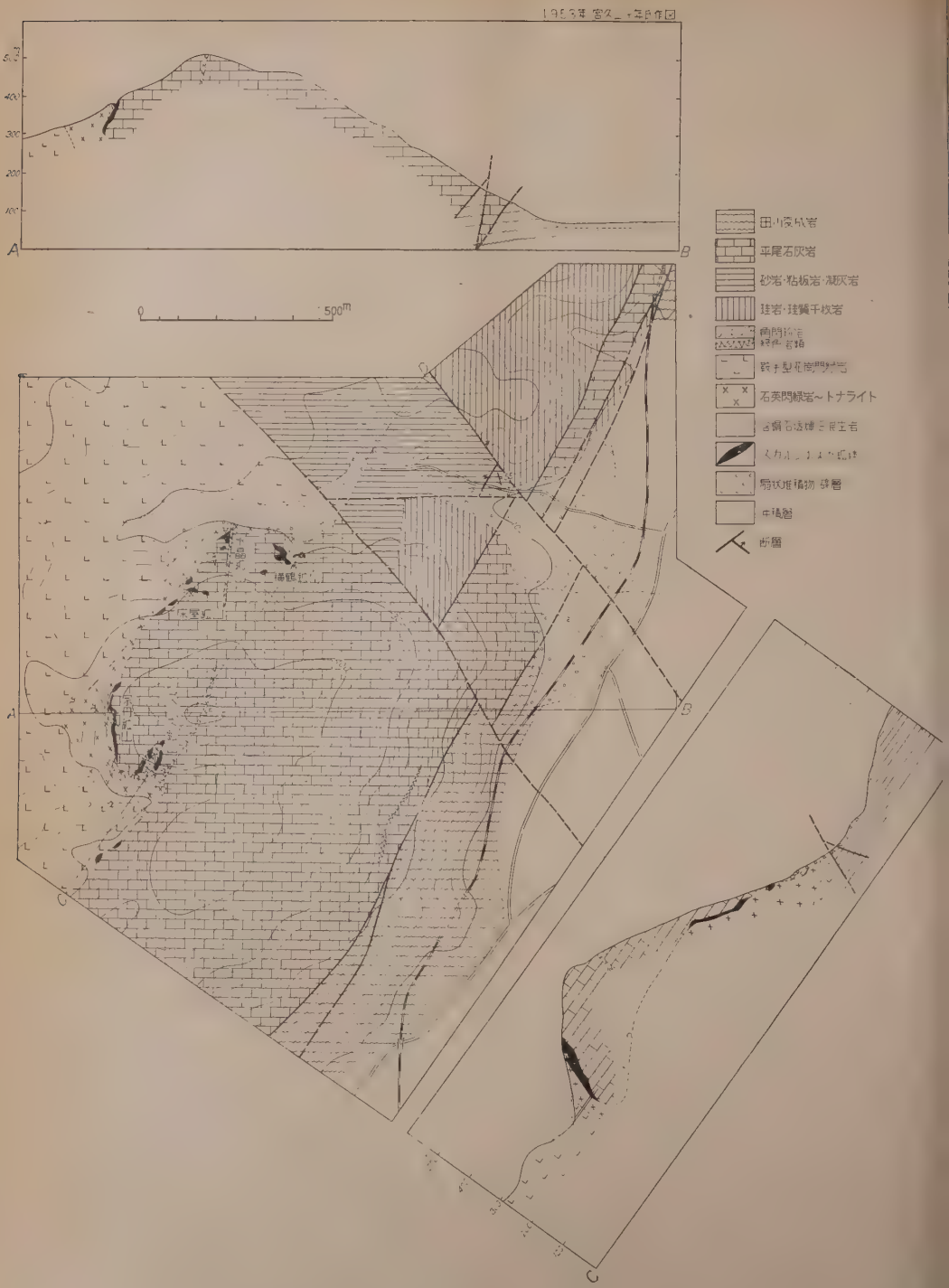


第 6 図　ズリネ鉱山中部坑坑内地質図

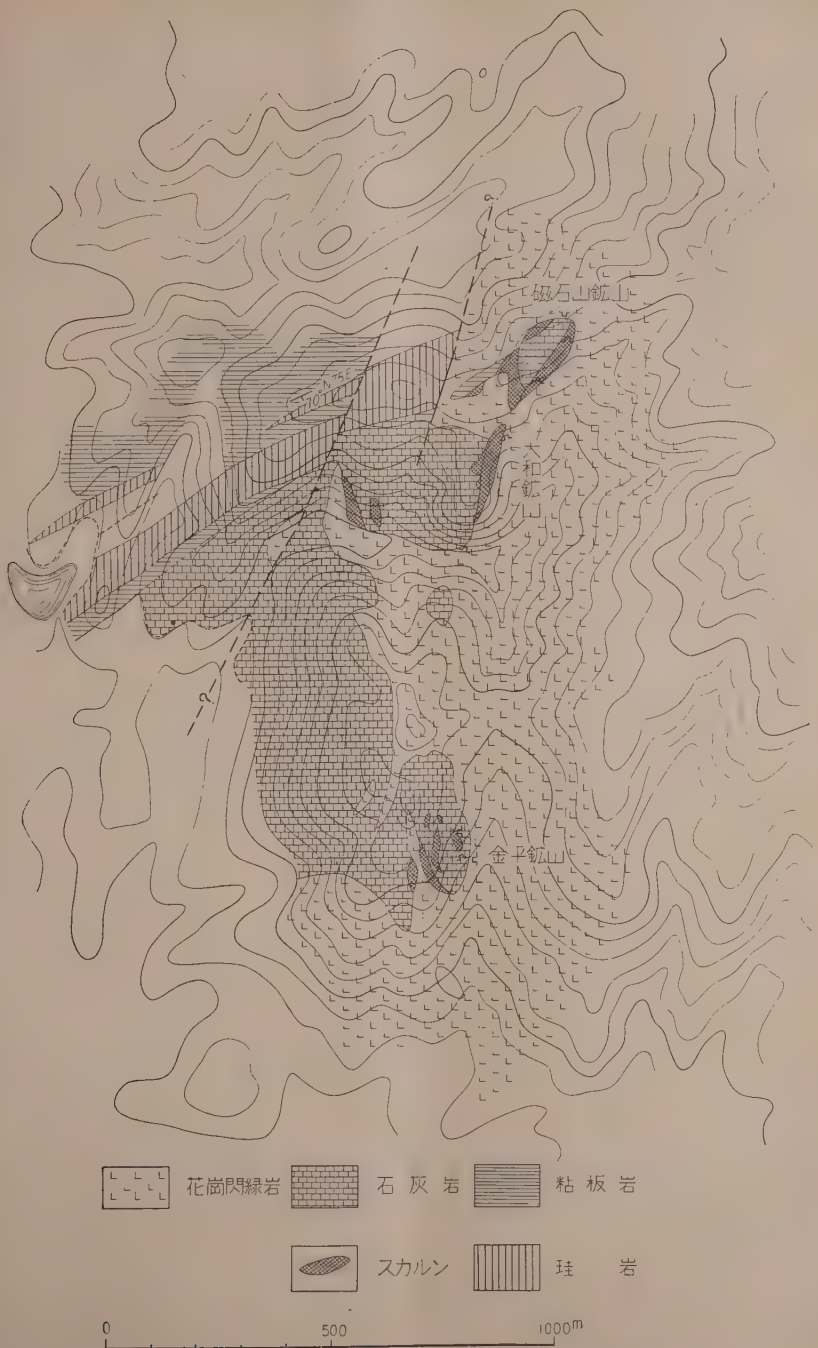
本坑鉱床のそれに較べ小規模であり，柘榴石を多く含む
欠点を有するが，観察された範囲内では鉱石鉱物は微量
にしか伴なつていない。
ズリネ鉱山に産出する鉱石鉱物としては，黄銅鉱・黄
鉄鉱・孔雀石・褐鉄鉱・磁硫鉄鉱・硫砒鉄鉱・方鉛鉱・
閃亜鉛鉱・輝水鉛鉱・輝蒼鉛鉱などで，横鶴・宗丹・床
屋鉱山で共通に産出する鉱石鉱物は，黄銅鉱・黄鉄鉱の
ほか灰重石・輝水鉛鉱・硫砒鉄鉱・輝蒼鉛鉱である。
二ノ岳には灰重石を産出する竜神鉱山があり，その立
坑附近には珪灰石スカルンが存在するというが調査はで
きなかつた。一ノ岳にも小規模のスカルンが形成されて
いるが珪灰石は産出しない。香春岳のほかにも旧採銅所
村内に接触交代鉱床がいくつかあるが，いずれも休山中
で，記録によつても珪灰石の産出はないようである。

5.3　岩屋・広谷地区

牛斬山の花崗閃緑岩体の西縁沿いに点在する石灰岩に
は，三ノ岳の諸鉱床によく似たスカルンと金属鉱床が形
成されている。金平鉱山には珪灰石スカルンが発達して
いるもののようで，ズリ中にかなり珪灰石が散在してお
り，坑内状況は不明であるが，立坑上部入口附近で多少珪
灰石が観察される。すなわち，立坑上部には柘榴石スカ
ルン中に数 10 cm の塊状をなして産し，また入口附近に
は石灰岩と柘榴石スカルンの間数 10 cm の幅に珪灰石・
石灰岩・柘榴石の3者が不規則に互いに入りくんで産出
している。その産状や性質は三ノ岳産のものによく似て
いるが，珪灰石と直接接する柘榴石はその緑色が一層強
い。
本鉱山では輝水鉛鉱を産出したといわれる。
大和鉱山も往時坑内で珪灰石を産出したといわれる
が，坑内の状況は不明で，露頭も柘榴石スカルンだけがみ
られる。なお大和鉱山は鉱石鉱物としては黄銅鉱・黄鉄
鉱・磁硫鉄鉱・磁鉄鉱に少量の輝水鉛鉱・閃亜鉛鉱・キ



第 7 図 三ノ岳周辺地質および断面図(宮久三千年原図)



第8図　岩屋地域地質図(宮久三千年原図)

ューパ鉱・斑銅鉱・硫砒鉄鉱・褐鉄鉱などを産した。

磁石山と竜田鉱山は珪灰石を産しない。

6. 鉱　石

鉱石について分析その他 2, 3 の試験を行つているが, 現在までまだ完了していない。

予備的実験によれば, 強力な電磁分離器を使用すれば黄銅鉱・柘榴石は比較的よく分離できるが, 輝石類を除去するのには磁場の強さのかなり強い電磁石を必要とするようである。珪灰石および不純含有鉱物の分離精製はまだ完全なところまでいつていないが, 三田村製 7 極電磁分離器で 5 回精製した資料を, 日本電信電話公社通信研究所の堀社員のもとで, 最高 1,200°C まで加熱した結果, 淡褐色を呈する傾向を示した。その原因や除色法などの研究は今後行う予定である。

珪灰石はすでに知られているように広い用途を有するが, ステアタイト磁器に代るものとしても優れているといわれ, 珪灰石をおもに, $BaCO_3$ と粘土を適量配合して作つた磁器は, 高周波絶縁物として損失係数が非常に小さく, この種のものとして最高級のものを作りうることが知られている。なお, このものは焼成温度を 1,400°C 位から 1,200° 台に下げることができ, さらに温度幅も広げられるので, 製造上非常な利点を有する。珪灰石の用途は広いので, 使用目的に対応した鉱石としての研究がなさるべきであると考える。

7. 総　括

(1) 採銅所地区における最も大きな珪灰石鉱床は吉原鉱山本坑鉱床の 6 番坑鉱体である。現在までに, 鉱体の大部分を採掘し終えた観があるが, 約 6,000 t の鉱量があつたものと推定される。最近電気探鉱の結果を基に新鉱体の探鉱が進められており, 6 番坑鉱体と同程度の規模の珪灰石の新鉱体が発見される可能性が存在する。なお, 鉱石としては, 銅を数%含有するが, 少ない部分もあり, 柘榴石などの含有量が少ない点では優れている。今後, ズリおよび浮選尾鉱で珪灰石を主とするものは分けて貯鉱することが望ましい。

(2) ズリネ鉱山と金平鉱山においては珪灰石鉱小規模で, 鉱量も前者は 10^2 t 台であり, 後者はそりも大であろうと思われるが, 鉱石に柘榴石などを的多く含んでいる。しかし, 観察された範囲内では鉱物に乏しい利点を有する。珪灰石スカルンを伴な床では, 鉱石鉱物として灰重石・輝水鉛鉱・硫砒鉄どをよく産出するようであるが, この地区には同様物を産する鉱床が多く, 小規模ではあろうが, 珪灰床が今後発見される可能性はある。

(3) 鉱石としては, 含有鉱石鉱物と, 含有する石や輝石類の分離法が今後の問題となろう。また加た場合, 着色しやすい傾向があるようであるが, こ問題点である。

(昭和 31 年 9 月調査

文　献

1) 相田次雄: 福岡県三ノ岳における石灰岩の接変質, 東北大卒論, 1937

2) 橋本克巳: 福岡県竜田鉱山銅鉱床調査報告, 質調査所速報, No. 47, 1948

3) 片山量平: 三ノ岳における花崗岩の石灰岩にえたる接触変質現象, 地質学雑誌, Vol. 13, 1906

4) 加藤武夫: 新篇鉱床地質学, 1925

5) 木下亀城外 3 名: 北九州平尾台と三ノ岳をめる鉱物産地, 1954

6) 松本達郎: 北九州西中国の基盤地質構造概説, 九大理学部研究報告, 地質学の部, 1951

7) 松下久道: 福岡県三ノ岳附近の地質および鉱九州鉱山学会誌, Vol. 11, p. 17 182, 1940

8) 宮久三千年・松本征夫: 豊前西部三ノ岳周辺地質, 九大進論, 1951

9) 宮久三千年: 福岡県田川北部における花崗岩と金属鉱床について, 九州鉱山学会 Vol. 20, 1952

10) 宮久三千年: 福岡県吉原硫化鉄鉱床における石鉱物, 九州鉱山学会誌, Vol. 20 p. 377～382, 1952

11) 毛利元躬: 吉原鉱山の地質および鉱床調査報書, 九大卒論, 1955

553.62 : 550.85(522.5)

熊本県竜峯地区珪灰石調査報告

堀内惠彦*

Wollastonite Occurred in Ryuhō District, Kumamoto Prefecture

By

Haruhiko Horiuchi

Abstract

The wollastonite deposit of Ryūhō district is situated at about 6 km northeast from Yatsushiro city, on the midway up to Mt. Ryūhō.

The Paleozoic formation in this area which is called "Ryūhōzan metamorphics" is composed mainly of phyllite, greenschist and limestone, and is intruded by intrusives called "Miyanohara granitic rocks."

The wollastonite deposits are found in or around the limestone associated with other skarn minerals, such as garnet, diopside, biotite, quartz, calcite etc.

The ore reservoirs are too poor to be quarried.

1. 緒　言

珪灰石調査計画の一つとして，昭和31年5月10日から5日間(現地11日間)にわたり，熊本県八代郡竜峯地の調査を行ったのでこゝに結果を報告する，なお地形は5万分の1地形図を2万5千分の1に拡大したもの使用し，露頭附近はプラントンコンパスを使用して略を作製した。

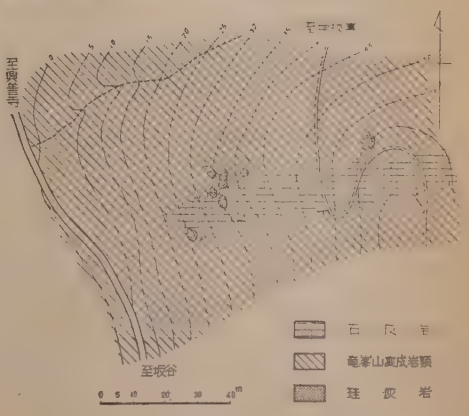
2. 位置および交通

調査地は熊本県八代郡竜峯村の東部山地一帯で，北～南西に走る竜峯連山の主峯である竜峯山と，それから分岐する小山稜とで占められている，交通は鹿児島本千丁駅で下車，東へ約1.7 km で調査地西縁にある興善部落に達する（このほか，熊本駅または八代駅から約自動車による便もある)。

3. 地形および地質

球磨・熊本両県の県境から南西に延びる山稜が，有明海岸平野に接する附近に，海抜517 m の竜峯山があり，調査地はこの竜峯山を中心とする一帯であつて，地域内の平地はほとんどなく，谷は北東から南西に約300 m もつたつて連なる竜峯連山から，四方に急傾して発達しており，地形は比較的急峻である。

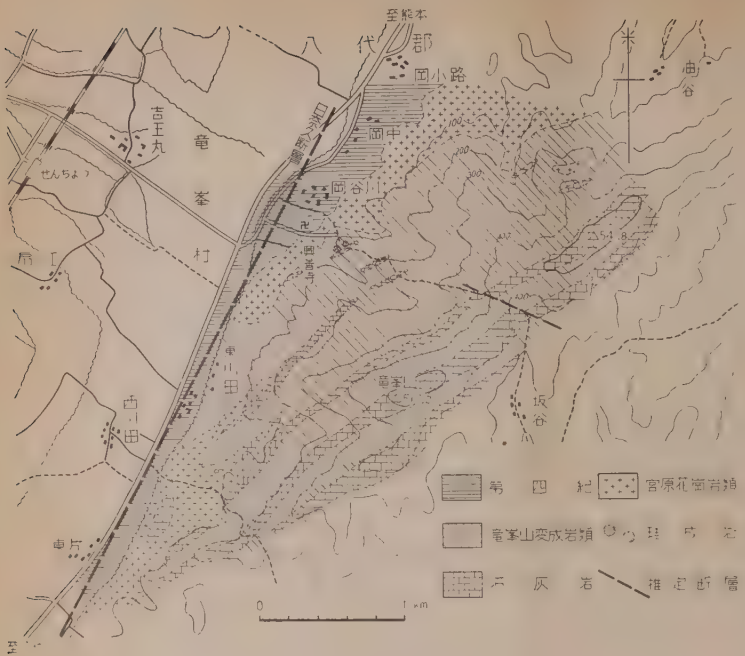
この地区の南方には，いわゆる臼杵～八代構造線が北東～南西方向に走り，また西縁の平地と接する附近を日奈久断層がほゞ南北に走つている。地質を臼杵～八代構造線以北の地層の最南部にあたる，古生層に属すると考えられる竜峯山変成岩類によつて占められ，この北側に宮原花崗岩類と呼ばれる深成岩類が分布しており，日奈久断層以西には沖積層が発達している。



第1図　竜峯地区地質図

竜峯山変成岩類は，千枚岩・緑色変岩・石灰岩からなつていて，一部に石英斑岩・珪岩の片状のものがみられる。石灰岩は数条あつて，層状にかなりよく連続しており，厚さも100m 以上に達する部分がある。色は灰白色または黒ねずみ色で，結晶質である，本層は北側に分布する宮原花崗岩類の貫入と，それによる変質を受けている。全体としての走向は N50～80°E，傾斜はほとんど垂直である。

* 元所員



第2図 竜峯地区珪灰石露頭附近図

4. 鉱床および鉱石

珪灰石は竜峯山変成岩類中の石灰岩層が，北部に分布する宮原花崗岩類，またはその支脈に接触ないしは近接している附近に，接触鉱物として生成されたものである。調査範囲内では，標本的な珪灰石は数カ所においてみられるが，相当量まとまつたものは，僅かに興善寺部落の竜峯小学校裏の山稜中腹に1カ所存在するのみであつて，東西約 60 m，南北約 100 m，比高約 40 m の範囲にみられるにすぎない。

興善寺部落裏の珪灰石は，石灰岩と千枚岩の境界附近に，白色ないし褐色を帯びた白色の，不規則な塊状露頭をなして径 50 cm 位から 4 m 位のものが数個，単独または連続して地表に露われている。露頭では，石灰岩・石英・柘榴石などと珪灰石が混在しており，珪灰石のみの塊はみられないが，そのなかに 1～2 cm の珪灰石の集合部分が所々にみられる。顕微鏡下では，珪灰石は短繊維状ないしは短柱状の結晶であつて，透輝石・柘榴石・石英・方解石などを混在しており，黒雲母のみられる部分もある。

採取した試料から，肉眼的に珪灰石だけと思われる部分を選別して取り出し，分析した結果は次の通りである。

SiO_2	MgO	CaO	Fe_2O_3	Al_2O_3	TiO_2	Ig. loss
43.16	0.43	41.75	2.04	4.43	0.15	7.90

分析：化学課

5. 品位ならびに鉱量

鉱床の項で述べたように，50c から 4 m 位の塊が地表に数個存していて，それらは純粋の珪灰ではなく，他の鉱物と混在しており，そのおのおのが混在の度合が異なるから，はつきりと品位決定することは困難であるが，眼で識別したところでは，珪灰の混合度合は 20～25 % 程度と込まれる。

露頭の各塊ごとの珪灰石の精埋蔵量を算出すれば，下表の通である。

深部への連絡状況および潜在体の可能性については，現在のところ判定は下し難い。

6. 今後の問題

今回調査を行つた竜峯地区は，比較的まとまつた珪灰石は

区分	露頭塊の大きさ 奥行 (m)	幅 (m)	高 (m)	比重	混入比率 (%)	鉱 (t)
1	4.0	5.0	4.0	2.91	25	58.
2	0.5	1.0	1.0	2.91	25	0.
3	1.0	1.0	1.0	2.91	25	0.
4	1.0	1.5	1.5	2.91	25	1.
5	1.0	2.0	1.0	2.91	25	1.
6	1.0	1.5	1.0	2.91	25	1.
7	1.0	2.0	1.5	2.91	25	2.
8	1.0	0.5	1.0	2.91	25	0.
計						66.

僅かに興善寺部落裏の 1 カ所に存在するにすぎず，しもその量は，前述のようにはなはだ少量であり，また純物を多量に含んでおり，選鉱を行わねば使用できないから，経済的に問題にならない。

しかし竜峯山変成岩類は，この地区から北東に延びており，八代郡種山村および下益城郡海東村方面にも宮花崗岩類との接触地帯が存在し，珪灰石の存在も予想されるから，さらにこの方面の調査を行えばよいとおもう。

(昭和 31 年 5 月調査)

文 献

1) 地質調査所： 50万分の 1 地質図幅および説明書 鹿児島，1954
2) 地質調査所： 20万分の 1 地質図幅および説明書 熊本，山下伝吉調査，1890

553.981 : 553.94(521.16) : 550.85

常磐炭田中部地区における炭田ガスの予察研究

石和田 靖章* 佐 藤 茂** 牧野 登喜男*

Preliminary Study on the Coal Field Gas in the Middle Part of the Joban Coal Field

By

Yasufumi Ishiwada, Shigeru Satō & Tokio Makino

Abstract

The term "coal field gas" involves "coal mine gas" including coal bed gas and other all natural gases occurred from the coal-bearing formations. Therefore in qualitative point of view, the coal field gas may be both of various origins and formation processes, in which, however, coal and coaly materials and coalification are possibly most important.

The modes of occurrence of the gas are summarized as follows:

1. The distinct surface gas indications relate generally with subsurface gas accumulations.
2. Gas indications are dominant within the limited area where the pre-Tertiary basement rocks form a buried hill.
3. Judging from the occurrence of the gas both in surface indications and from bore hole, gas may be reserved as free gas in productive zones.
4. The gas is accumulated chiefly in the sandstone of the Iwaki coal-bearing formation (Oligocene) and rarely in the Goyasu sandstone formation (lower Miocene). Therefore, the Shirasaka mudstone and the Kameno-o shale, both impervious formation overlying the above-mentioned sandstone formations, probably play a role to prevent depletion of gas.
5. In the Jōban coal field, the gas issued by exploitation is generally not so much (ca. 10～12 m^3/ton). But in some bore holes, gas production reaches $n \times 10^3$～$n \times 10^4 m^3$/day/well. The type of the gas reservoir in such cases may have to be almost limited in fractured zones. The sandstone proper, in general, may be not adequate for the pay reservoir owing to its low permeability.
6. General composition of gas is as follows:

CH_4	95% or less
C_2H_6	0.15% or less
C_3H_8	trace to none
CO_2	less than few percent
N_2	more than few percent
A, O_2	very little

The gas unaffected by a shallow meteoric water shows moderately a high purity of methane approximating 95%.

要 旨

地表ガス徴候の著しい地区は，全体として地下
スが多い。

ガスは蓋然的にある限定された地域に特に多い。
は炭田第三系の基盤の地形的高所，またはその周
に位置している場合がきわめて多いものと推察され

(3) 地表ガス徴候および試錐孔ガスの産状から，大量のガスが産出する所では，地下においてほとんど自由ガスの状態で集積しているものと推測される。この場合ガスの多い部分の地層水は，高鹹の化石水の性格を有しているようにもみえるが，地下における水系の識別およびそれらの分布とガス賦存状態との関係は，なお今後の検討を要するように思われる。

(4) 地下における著しいガスの集積は，一般に石城炭層中の砂岩のようであるが，浅貝砂岩層および五安砂岩層である例もある。換言すると白坂泥岩層，ときには

料 部
質 部

亀ノ尾頁岩層がガスの地表への逸散を抑制する impervious formations になつているのかも知れない。

(5) 地表ガス徴候は非常にしばしば大小の断層上，またはその近傍に分布している。一方試錐孔におけるガス産状を調べると，著しいガスの産出は断層破砕帯や節理の発達した所にみられるといわれている。

したがつて全体としては砂岩層中にガスが集積していても，早い産出速度で“取り出しうる”ガスは fractured zone に限られているように予測される。

(6) ガスの組成は，当地域に関する限り，油田ガス・水溶性ガスの一般的組成に対し若干の特徴を認めることができる。しかしこれらと区別しうる本質的，ないし特異な性質を認めることはできない。

1. 序 言

こゝに炭田ガス (coal field gas) というのは炭田地帯において，その地帯に分布する地層中から産する可燃性天然ガスを便宜的に総称するものである。したがつて地域・地質的産状に基づいた名称であつて，成因的考察の基盤に立つものではない。明らかに石炭層中から産出するガスは石炭層ガス (coal bed gas) と呼ばれ，また炭砿ガス (coal mine gas) とは坑内排気中のガス，探炭試錐孔ガス，ガス抜孔ガスのいずれをも指していて，地質学的産状からは単一種類の成因のガスのみではない場合もあると思考される。さらに炭田地域には，しばしば地表ガス徴候がみいだされる。今回の調査の主対象は，この種のガスの地質学的産状であつたが，後に詳しく述べるように，地表における産出層位は多様であつて，その成因も，定性的には各様のものが混じている可能性は否定しえない。現実には，各種の成因別にガスを分類することは，現在のところ不可能であつて，こゝに便宜的に炭田ガスという名称を用いる根拠がある。結局，水溶性ガス・油田ガス・炭田ガスは，予想されるそれぞれの主要生成過程はあつても，実際の observable gas は，特殊の産状のものでない限り，大なり小なり各種の成因のものが混じているとみなすべきであり，少ないながらも，実際その根拠となるべきデータも存在する。現況においては，水溶性ガスおよび油田ガスに較べ，炭田ガスの研究はその困難性のゆえに立遅れていて，技術的に未詳の点がはなはだ多い。今後の本格的研究に先立ち，まず予察的研究の必要が感ぜられるが，考えられるいくつかの方法・対象地域のうち，今回は地表ガス徴候を主として，ガスの地質学的産状の一端を知ろうと試み，そのために好適な地域として常磐炭田を選択した。調査能力の関係，時季の関係からその中部地区，すなわち福島県勿来市から茨城県磯原町に至る間を概査地域として取上げた。ほかに著明なガス徴候地として福島県平市平附近，ならびに鹿島村久保附近も併せて観察を行つた。野外調査は昭和31年1月25日から同2月14日にわたる間である。

以下調査結果を記述するにあたり，現地において多大の便宜と御助力を賜わつた茨城県工鉱業課・常磐天然瓦斯 K.K.・古河好間炭砿・常磐炭砿茨城鉱業所・大日炭砿磯原鉱業所・同勿来鉱業所および磯原山海館館主各位に，深甚な謝意を表する。

2. 地 質 概 説

今回の調査は，前項に述べたように，常磐炭田を含む地域として今後実施を計画されている炭田ガスの調査研究に関する指針をうることを主目的としていることから，当炭田全域の地質概況を基として考察を進める必要があるので，今回の調査区域にとどまらず，当炭田全域の地質について概説する。

2.1 層 序

当炭田の地質は先白亜系，およびこれを不整合に覆う上部白亜系を基盤岩とし，古第三系・新第三系および第四系からなつている。その層序は第2図に示す通りである。

2.1.1 先白亜系および白亜系

先白亜系は結晶片岩類および花崗岩類を主とし，一部古生層・蛇紋岩および各種の脈岩からなつている。結晶片岩は主として当炭田の中部に発達し，花崗岩類は主として北部と南部とに分布している。

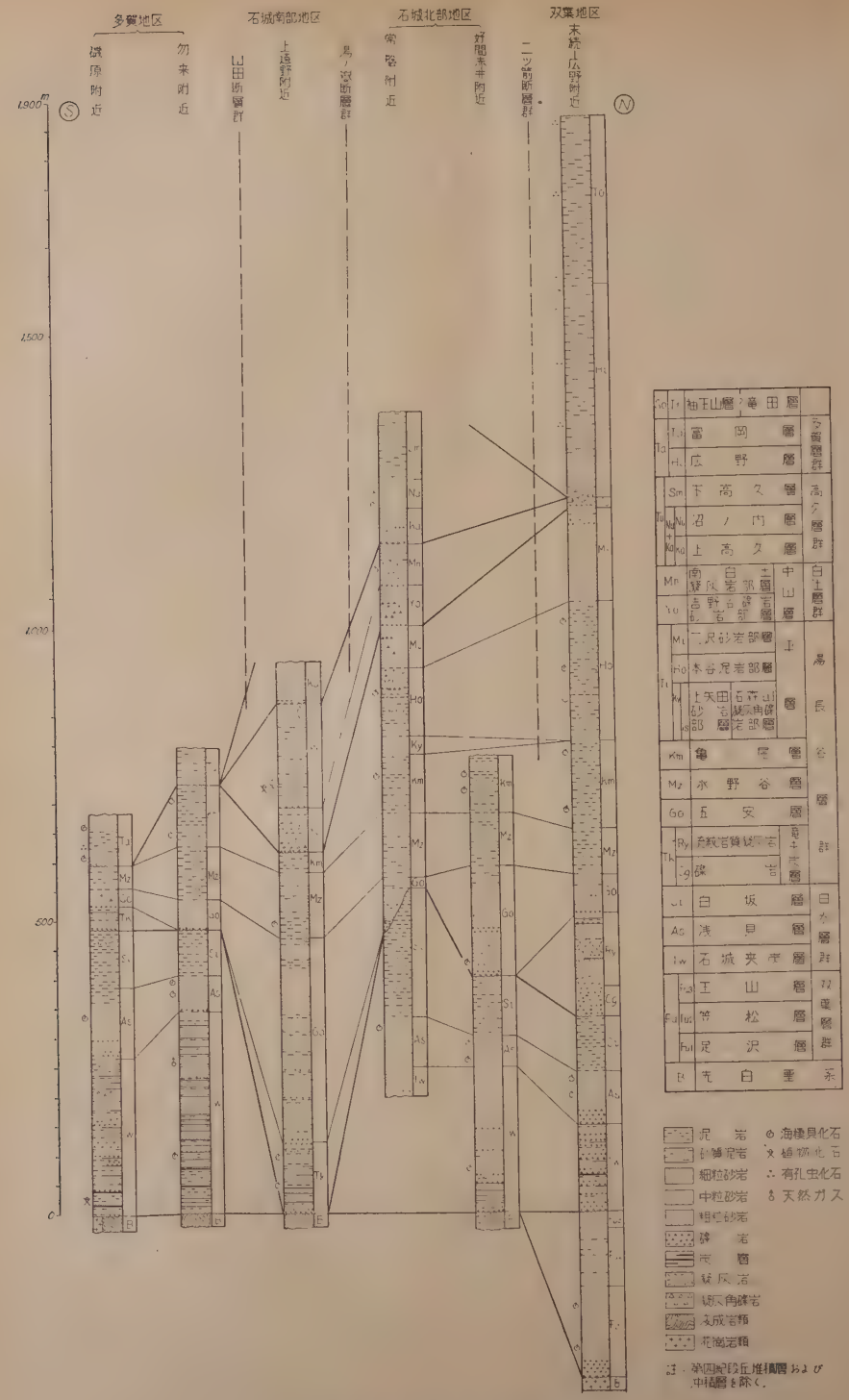
白亜系は双葉層群と称され，当炭田北部の双葉地域にのみ露出し，二ツ箭断層以南には露出していないが，最近実施された試錐および物理探査の結果から，少なくも平市附近以北においては，第三系下に白亜系の伏在していることが推定されている。主として細粒ないし中砂岩からなり，中部に筋状に炭質物を含む青灰色の凝灰泥岩ないし泥質砂岩を挟有する部分(笠松層)がある。地表に分布している地層から推算される最大層厚は約1,000 mである。

なお白亜系は磐崎鉱および好間鉱に発見された石油徴候に関係があるという所説もあるが，今回調査対象としたガス徴には関係のないものと予測される。

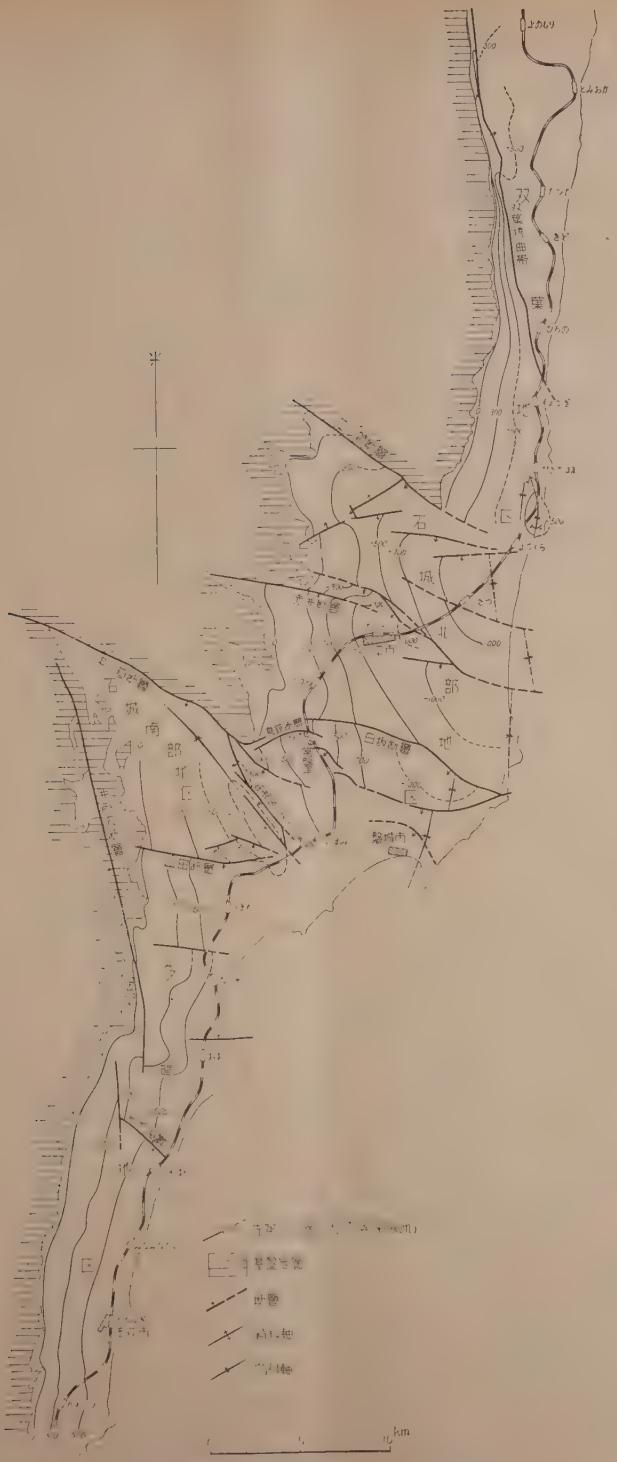
2.1.2 第三系

本系は下位から白水・湯長谷・白土・高久および関の5層群からなる。これらの層序区分・岩質および層厚については第2図に示す。当炭田内における本系の地層上の全層厚は約2,000 m に達するが，本系の下限(基盤面)までの垂直深度は，第3図に示すように最大1,200 m と推定される。

第1図 常磐炭田地質図
Geological map of the Jōban coal field



第 2 図 常磐炭田各地区地質柱状図
Columnar sections of the Jōban coal field



第3図　第三系の基盤岩の等深線図
Isobathyc map of the pre-Tertiary in the Jōban coal field

白水層群： 基盤岩を不整合に覆つて炭田全域に広く分布し，本炭田における主要稼行炭層をその最下部に挟有する。下位から基底礫岩層・主要夾炭層・含炭砂岩層(以上石城夾炭層)・細粒砂岩層(浅貝層)および泥岩層(白坂層) が順次に重なつて典型的な海進相を示している。層厚は多賀地区の高萩附近で最も厚く約 600 m に達するが，一般には 400～500 m で，双葉地区では北方へ順次に薄化し，炭田最北部では 150 m 以下となる。

湯長谷層群： 白水層群を軽度の傾斜不整合をもつて覆い，多賀地区の磯原市附近以北にのみ分布する。下位から基底礫岩層・凝灰質岩を挟む夾炭層 (以上滝夾炭層)・砂岩および礫岩層 (五安層)・砂質泥岩層 (水野谷層)・頁岩層(亀ノ尾層)・火山砕屑岩を挟む泥岩層および砂岩層(以上平層)が順次に重なつて，ほぼ完全な 1 沈積輪廻を示している。最下部の滝夾炭層中の石炭層は石城南部地区においてのみ稼行されている。本層群の層厚は双葉地区の南部において最も厚く 800 m 以上に達し，また石城南部地区の上遠野南方では約 600 m であるが，一般には 400～500 m である。

白土層群： 中山層 1 層からなり，湯長谷層群を部分的に不整合に覆い，石城北部地区および石城南部地区にのみ分布する。全般的に火山砕屑岩に富み，礫岩あるいは凝灰角礫岩を最下部として，凝灰質砂岩・凝灰岩あるいは砂質凝灰岩・凝灰質泥岩および所により砂岩が順次に重なつて，不明瞭ながら小規模な 1 沈積輪廻を示している。層厚は 70～170 m の部分が多く，一般に分布地域の周辺部ほど薄い。

高久層群： 白土層群を平行不整合に覆い，その分布地域は白土層群よりさらに狭く，炭田中央部の石城北部地区および石城南部地区にのみ限られる。砂岩あるいは礫質砂岩(上高久層)・細粒砂岩(沼ノ内層)および泥岩層(下高久層)が順次に重なる海侵層である。層厚は石城北部地区の高久村附近で最も厚く 240 m に達する。

多賀層群： 本炭田における第三系最上部の地層で，上記の 4 層群を顕著な傾斜不整合関係をもつて覆つている。本層群は双葉地区の北半部と多賀地区の南半部に広く分布しているほか，四ツ倉西方・植田—泉附近および平潟—大津附近にも小分布区域がみられるが，炭田中央部の石城北部地区の主要部には全く分布していない。本層群は凝灰質砂岩・凝灰質礫質砂岩ときには泥岩を基底層とし，この上位の地層はほとんど凝灰質泥岩からなる。本層群の地層区分，あるいは炭田内における本層群相互の対比などについては，まだ不明の点が多い。層厚は双葉地区においては最大約 600 m，多賀地区北部の磯原附近では 100 前後，当炭田南端部の小木津附近では約 300 m と推算される。

2.2 第三系の地質構造

後述するように本地域の炭田ガスの集積・産出は地構造に関係する所が大きいとみられるので，その全般様相を次に記述する。

当炭田は，双葉地区の一部に強い褶曲構造が発達しているほかは，全般的に緩い盆状向斜構造をなしていると推定され，当炭田の地質構造はむしろ多数の正断を伴なう傾動地塊運動によつて特徴づけられる。また高久層群以下の第三系と多賀層群とでは地質構造の様を異にしている。

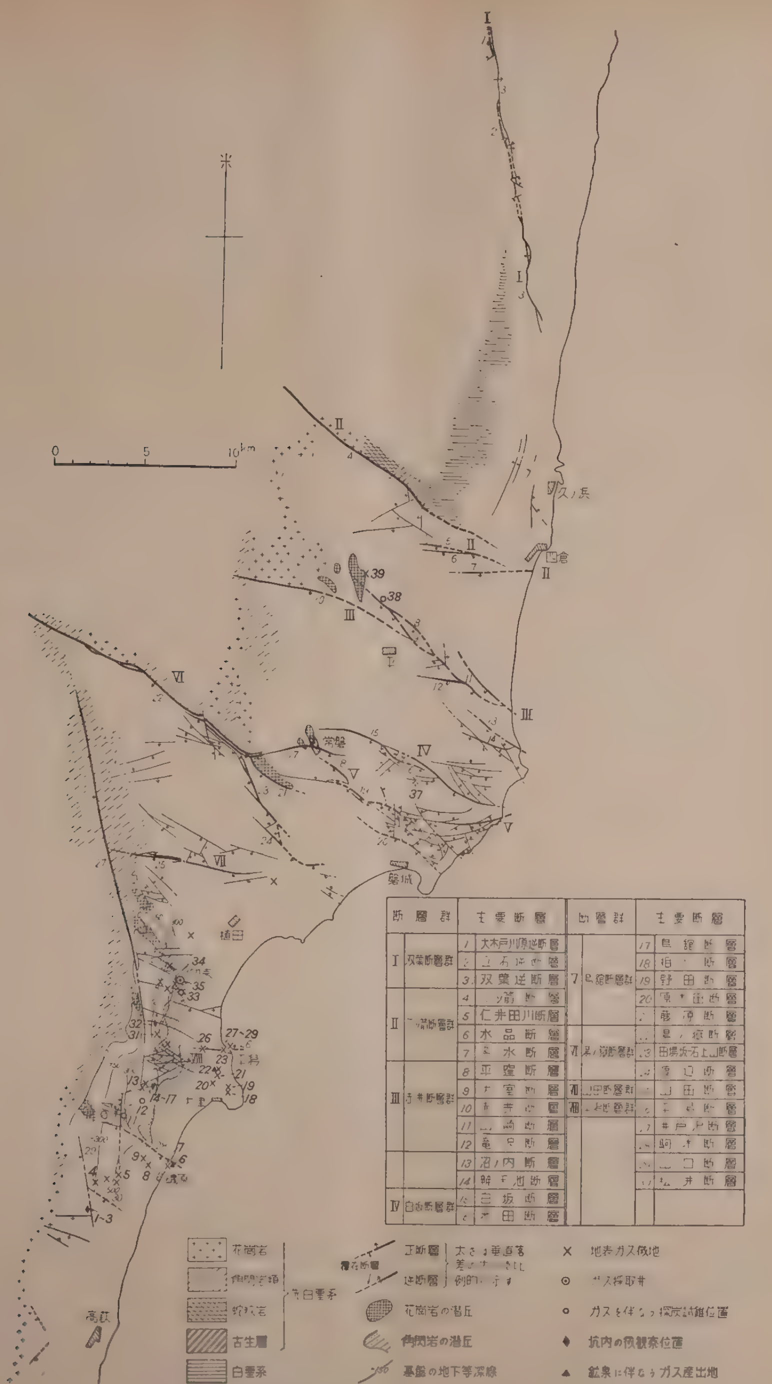
2.2.1 褶曲および盆状向斜構造

高久層群以下の第三系の地質構造

高久層群以下の第三系，すなわち，白水・湯長谷・生および高久の各層群は，互に平行不整合かあるいは微な傾斜不整合関係をもつて重なり，これら各層群には地質構造上の差異はほとんど認められない。この地層の分布地域は，第 4 図に示すように，地質構造うえから，双葉・二ツ箭・湯ノ嶽および山田の 4 断層によつて，北から富岡・双葉・石城北部・石城南部

断層群	地塊	褶曲および構造
I 双葉断層群	Ⓐ 富岡地塊	
II 二ツ箭 〃	Ⓑ 双葉 〃	① 双葉褶
III 糸井 〃		
IV 白坂 〃	Ⓒ 石城北部 〃	② 石城盆状
V 鳥館 〃		
VI 湯ノ嶽 〃	Ⓓ 石城南部 〃	③ 上遠野
VII 山田 〃		④ 植田
VIII 平潟 〃	Ⓔ 多賀 〃	⑤ 大津

第 4 図 常磐炭田地質構造概念図
Geological structure of the Jōban coal field



断層群			主要断層	断層群			主要断層
Ⅰ	双葉断層群	1	大木戸川[illegible]逆断層	[illegible]	[illegible]断層群	17	[illegible]断層
		[illegible]	[illegible]断層			18	[illegible]断層
		3	双葉逆断層			19	野田断層
Ⅱ	[illegible]断層群	4	[illegible]断層			20	[illegible]断層
		5	仁井田川断層			[illegible]	藤[illegible]断層
		6	水品断層			[illegible]	[illegible]断層
		7	[illegible]水断層	Ⅵ	[illegible]断層群	[illegible]	田場坂-石上山断層
Ⅲ	[illegible]断層群	8	平[illegible]断層			[illegible]	[illegible]断層
		9	[illegible]断層	Ⅶ	[illegible]断層群	[illegible]	[illegible]田断層
		10	[illegible]	Ⅷ	[illegible]断層群	[illegible]	[illegible]断層
		11	[illegible]断層			[illegible]	[illegible]断層
		12	竜[illegible]断層			[illegible]	[illegible]断層
		13	沼ノ内断層			[illegible]	[illegible]断層
		14	[illegible]断層			[illegible]	[illegible]井断層
Ⅳ	[illegible]断層群	[illegible]	[illegible]坂断層				
		[illegible]	[illegible]田断層				

(註1):太番号は産地番号で本文・附表における番号に合致する。なおガスを伴わない鉱泉地は記入を省略してある。
(註2):垂直落差約20m以上の断層を示す。

第5図 常磐炭田における断層，基盤岩とガス徴地との関係図
Relations between the gas indications and faults or the relief of basement rocks

第1表 常磐炭田における主要断層一覧表 第5図参照

断層群	断層	種類	存在の確度	走向	傾斜	最大垂直落差(m)	註記
双葉断層群	大木戸川原逆断層	逆断層	推定	NNW	E50°	200	
	立石〃	〃	〃	N10°W	W70～75°	300	
	双葉〃	〃	確定	NNW	W20～35°	200	多賀層群を切る
二ツ箭断層群	二ツ箭断層	正断層	〃	NW	SW50～65°	550？	南東部ほど落差小
	仁井田川〃	〃	〃	E-W	S50～65°	350	
	水品〃	〃	予想	E-W			南側落下
	名木〃	正断層	推定	E-W	S70°？	350	東部ほど落差大
赤井断層群	平窪〃	〃	確定	N50°W	SW45～50°	200	南東部ほど落差小
	大室〃	〃	〃	N35°W	SW60～70°	250	南東部ほど落差大
	赤井〃	〃	〃	N60～80°W	S60°±	300	幅最大100 mの擾乱帯を伴う
	山崎〃	〃	〃	S30°E→S70°E	SW50°	500	大室断層の延長部と推定される
	竜沢〃	〃	〃	WNW	S65°	200	東部ほど落差大
	沼ノ内〃	〃	〃	N60°W	SW45～50°	140	南東部ほど落差大
	弁天池〃	〃	〃	N70°W	SW60°	110	同上
白坂断層群	白坂〃	〃	〃	E→S60°W	SW40～65°	440	
	米田〃	〃	推定	N60°W		250	南側落下
鳥頭断層群	鳥頭〃	〃	確定	E→S40°E→S75°E	SW55°	300	断層延長約1000 mで垂直落差約300 mを減じて消滅する
	相川〃	〃	〃	N40°W	SW40°	290	断層延長約1300 mで消滅する
	野田〃*	〃	〃	S75°E→E→S70°W	SW60°？	120	
	原木田〃	〃	〃	N50°W	SW50°	150	
	藤原〃	〃	〃	N30°W	SW65°	200±	
湯ノ嶺断層群	湯ノ嶺〃	〃	〃	N60°W	SW45～80°	少なくとも250	
	田場坂石上山〃	〃	〃	N25°W N40°W	SW60～85°	少なくとも300	"く"の字をなす2条の断層からなる
	渡辺〃	〃	〃	N40°W	SW70～90°	少なくとも100	
山田断層群	山田〃	〃	〃	E-W	S65～80°	少なくとも300	数条の断層が並走離合する多賀層群を切る
	井戸沢〃	〃	〃	N-S		200±	西側落下
平潟断層群	平潟〃	〃	〃	E-W	N70～80°	？	多賀層群を切る
	駒木〃	〃	〃	N45～60°W	SW60°	100±	同上
	山口〃	〃	〃	N10°W	W70°	100±	
	松井〃	〃	〃	N65°W		150±	南西側落下

* 地質調査所報告 No. 157, p. 35の白鳥断層の改名

多賀の5地塊註1)に大別される。

富岡地塊においては，全地域が多賀層群およびそれよ上位の地層に覆われているために，多賀層群の下位に在を予想される第三系の地質構造はまだ明らかにされいないが，全体として東に緩傾斜しているものと推定れる。

双葉地塊においては，強い褶曲と逆断層を伴なう双葉乱帯が当地塊の東縁部を N10～20°E 方向に走り，そ南方延長は広野・末次間海岸より南方では海底に没す。当地塊における地層の傾斜は，一般に東に10°以上，双葉断層群に近づくほど急となり，当地塊の北部で逆転している部分も認められる。

石城北部地塊は南側落下の赤井断層群および白坂断層によつて，さらに3小地塊に分かたれるが，全体として南北方向の向斜軸(長軸)を有する盆状向斜構造をなしいると考えられる。地層の傾斜は，西翼およびこの向構造の南部(北方の沈降部)では一般に15°以下であるに対して，東翼においては，その一部が観察されるにぎないが，15～30°の部分が多く，西翼より急であるうにみえる。

石城南部地塊においては，北西—南東方向の向斜軸(長)を有するほゞ完全な盆状向斜構造を形成する。地層傾斜は，この構造の南西翼においては一般に10°以下あるのに対し，北東翼では湯ノ嶽断層群に近づくほど傾斜となり，最大70°に達する。

多賀地塊においては，北部の植田附近に北北西—南南東方向に軸を有する緩い向斜構造が，また大津附近に南に開いた緩い向斜構造の一部が認められているほかは，地上では一般に10°前後東に傾斜した単斜構造を示している。

多賀層群の地質構造

多賀層群は，先第三系から高久層群までの各地層を傾斜不整合に覆い，また前述の各地塊を画する断層群のうち，二ツ箭断層群と湯ノ嶽断層群とを覆つて分布し，下位の地層とは異なる地質構造を示している部分が多い。すなわち，双葉地区および植田・泉附近の多賀層群は地層の傾斜10°以下の緩い波状構造を示し，後者では，石城南部地塊の盆状向斜構造とは異なつた地質構造を形成している。また多賀地区においては，地層の傾斜は10°以下で，先多賀層群より緩い単斜構造をなしている。

註1 この地質構造上の区分と地域的区分（北から双葉・石城北部・石城南部および多賀の4地区）との関係は，双葉地区に双葉地塊と富岡地塊とが含まれているほかは，全く一致している。

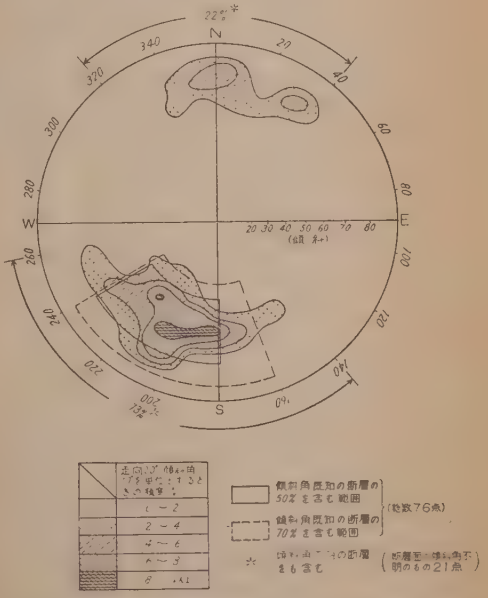
2.2.2 断層構造

当炭田に発達する断層系統および主要断層については，第5図および第1表に示す通りである。こゝには当炭田に発達する断層の一般的性質について略述する。

(1) 断層には多賀層群を切るものと多賀層群を切らないものとが認められる。すなわち二ツ箭断層と湯ノ嶽断層群とは多賀層群によつて覆われており，双葉・山田・平潟および駒木の各断層は多賀層群を切断している。

(2) 双葉断層群に属する逆断層以外は，ほとんどすべて正断層である。

(3) 走向が北西～東西～東北東で，南西～南～南南東側落下の正断層が最も顕著で，垂直落差約20 m 以上の断層総数の約70％を占める。特に垂直落差100 m 以上の断層はほとんどすべてこの範囲に含まれる。しかし，坑内などで多く認められるような小断層については，このような一般的傾向は認められない。上記のほかに走向がほゞ南北のもの，および北東—南西のものもみられるが，垂直落差約20 m 以上の断層総数の10％にも満たない(第6図)。



第6図 断層面(垂直落差約20 m 以上)の方位の頻度分布図
断層面の極のステレオ投影による
Stereo projection diagram (Frequency distribution diagram) of the strikes as well as dips of faults in the Jōban coal field

(4) 断層の傾斜角については50～70°のものが大部分を占め，傾斜角を測定しうる断層の70％以上を占める(第6図)。

(5) 断層面は一般に明瞭で，破砕帯の幅は垂直落差の割合には小さく，1 m 以下のものが多い。

(6) ほとんどすべての主要断層は，数条ずつ雁行状配列をなすか，あるいは離合しながら断層群を形成している。すなわち，二ツ箭・赤井・烏館および湯ノ嶽の各断層群は前者に，また，双葉・白坂および山田の各断層群は後者に属する。これらの断層群は双葉断層群がほゞ南北方向を示しているほかは，北西—南東ないし東西方向に延びている(第5図)。

2.2.3 基盤の地形と夾炭層および地質構造との関係

基盤の地形，特に潜丘については不明な点が多く，現在までの採掘区域，および探炭試錐の実施区域内の基盤の状態がほゞ明らかにされているにすぎない。

第5図に示した潜丘は，石城夾炭層下部の主要炭層が堆積する際に，薄化あるいは尖滅などの影響をこの炭層に与えた基盤の高まりの分布している区域を概念的に示したものである。この潜丘の顕著な部分では稼行炭層を全く欠き，潜丘の最高部は，採炭区域における石城夾炭層の一般的な下限から 100 m 以上も上位の層準に接している。

当炭田において現在知られている潜丘のおもなものは，北から平市北方約 4 km の平窪附近・常磐市附近・常磐市南西方約 3 km の藤原附近・植田西方約 5 km の法田および沼部附近からその南方の磯原市附近までの約 15 km の間，および磯原市北西方約 5 km の華川附近などに分布している。これらの潜丘は，沼部附近—磯原附近間のものが北端部を除いて大部分角閃岩からなるほかは，花崗岩からなるものが多い。これらのほかに，地質構造のうえから推定すると，二ツ箭断層群および湯ノ嶽断層群に沿つて潜丘の伏在している可能性が強い。

潜丘を覆つて潜丘に直接している地層は一般に潜丘の周縁部に向かつて傾斜している。したがつて，潜丘の西方に面した斜面に直接している地層は，地層の一般傾斜が東傾斜であるために，小規模な緩い向斜部を形成する場合が多い。このように潜丘が地層の傾斜に及ぼす影響は，潜丘の規模によつて異なるが，最も顕著なものでは一般の基盤面から，数 100 m 上位の地層にまで及んでいる。

潜丘の周縁部には小断層が発達することが多い。潜丘が基盤の構造線に沿つて形成されている場合には，第三系中にも基盤の構造線すなわち潜丘に沿つて大断層を生ずる可能性が大きい。二ツ箭・湯ノ嶽の両断層群はこのような条件のもとに形成されたものと推定される。

2.2.4 炭層および炭質(第2表参照)

当炭田における石炭層は，白水層群最下部の石城夾炭層と，湯長谷層群最下部の滝夾炭層とに挟有される。石城夾炭層中の石炭層は，石城南部地区の大部分を除けば炭田全域に広く発達し，各地区で稼行されている。本夾炭層中には，最下部に発達する 2～数層の主要炭層 (1～3層の稼行炭層を含む) を合せて，厚薄 5～15 層の石炭層が挟有される。石炭層は枚数・厚さともに多賀地区中部において最もよく発達し，その厚さは最大 8 m，炭層の全層厚は 10 m を超える。滝夾炭層中の石炭層は，石城南部地区においては 3～4 層を数え，その全層厚も厚い部分では 3.5 m に達し稼行されているが，他の地区においては，厚さ数 10 cm の主として炭質頁岩からなる粗悪な炭層がみられるのみである。

稼行炭層は各地区を通じてその厚さが 1～2 m のものが多く，3 m 以上のものはきわめて少ない。

この両夾炭層のほかに，湯長谷層群の下部(五安層)および最上部(本谷層上部)・白土層群の基底部と上部，および多賀層群の基底部に，所により粗悪な薄炭層が挟有

第2表 常磐炭田における炭質一覧表

夾炭層	地区	炭層	炭層の厚さ(炭丈) (cm)	水分	灰分	発熱量 (cal/kg)	硫黄	固定炭素 無水無灰基	補正発熱量 無水無灰基	炭種	粘結性
石城	双葉	上層	60～150	11～13	13～18	4,900～5,400	1.5～6.6	44～45	7,340～7,350	亜瀝青炭	非粘結
		中層	50～115	11～13	15～23	4,800～5,200	0.5～3.5	43～46	7,310～7,420	瀝青炭	
		下層	50～90	2～9	16～25	4,500～5,200	2.5～3.8	43～46	7,320～7,440		
	石城北部	2番層上層	20～100	6～10	18～24	5,500～5,900	2.2～6.1	44～48	7,810～8,030	亜瀝青炭	粘結
		3番層本層	30～250	4～5	16～20	6,100～6,400	3.1～6.4	44～45	8,110～8,190	瀝青炭	
滝	石城南部	上層	56～123	14～17	7～32	4,000～5,100	1.3～3.5	44～49	6,650～6,740	褐炭	
		下層	148	16	11	5,000	0.9	47	6,920		
石炭	多賀	上層	25～180	9～15	9～26	4,500～5,400	0.3～5.8	46～51	7,000～7,250	褐炭	
		下層	23～66		8～18	5,000～5,500	0.2～2.3	46～51	6,990～7,240		

ていることがある。

炭田の石炭(いわゆる常磐炭)には褐炭(日本標準規IS M 1002)の F_1)・亜瀝青炭(D, E)および瀝青炭の3種があり,石狩炭田や北九州の諸炭田の石炭に炭化度は一般に低いが,宇部炭田の石炭よりはやゝ。これを地区別にみると,石城北部地区のものはDおよびEに属し,当炭田中で最も良質であり,次双葉地区のE,多賀地区のEおよびF,石城南部地F_1の順となつている。これらの石炭はいずれも非性で,燃料比は1以下,硫黄分は1~5%のものが に多い。

3. 広義のガス徴候の分布と性状

1 ガス徴候の概説

ゝでガス徴候というのは地表徴候,炭砿坑内に逸出くるガス,試錐孔から噴出するガス,鉱泉に伴なうなどを包含する。

1.1 地表ガス徴候

査した20測点(うち4カ所[註2]は井戸中の徴候)につ,地表ガス徴候のみられる層位の頻度をみると第3ようになる。たゞし沖積層の場合はその直下の第三して扱つている。

第3表 地表ガス徴候のみられる層位

多賀層群		4
高久 〃		1
白土 〃		—
湯長谷層群	平層	—
	亀ノ尾層	9
	水野谷層	—
	五安層	—
	滝夾炭層	—
白水層群	白坂層	3
	浅貝層	2
	石城夾炭層	1

回の調査地域内に関する限り,高久層群ならびに平その分布面積が僅少に限られ,白土層群は調査地域ほとんど含まれない。これらの事実を考慮しても,層→白坂層,滝夾炭層→亀ノ尾層の2つの沈積輪廻いて,前者では僅かながら白坂層にガス徴候の多いがみられ,後者では圧倒的に亀ノ尾層にガス徴候がことに気づく。白坂・亀ノ尾の両層は一般に節理はしているが,緻密な不透水性岩質からなり,それら

2) Loc. 1, 20, 28, 29

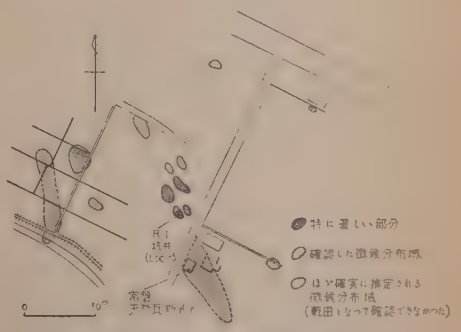
の下位の地層へそれぞれ次第に粗粒岩質,すなわち泥質砂岩および砂岩に移過する。

多賀層群の砂岩中に意外に著しいガス徴候が多いが,その大部分は磯原地区であつて,こゝでは湯長谷層群はたかだか200 m 程度の層厚にまで薄化し,多賀層群は不整合にこれを覆い,西縁では直接白坂層を不整合に覆つていることに注意しなければならない(第1, 2図)。

地表ガス徴候の地理的分布をみると,大観して,(1)勿来(窪田),(2)大津・平潟,(3)磯原の3地区に頻度も多く,ガス徴候の規模も大きくて,全地域に決して一様の分布を示さない。巨視的地質構造上からみると,勿来地区は著しい基盤潜丘の西縁に位置し,大津・平潟地区はこの潜丘の上,または東側にあつて小断層の多い地帯である。この地区は目下のところ不明ではあるが,勿来を過ぎる北北西—南南東方向の基盤起伏の ridge の延長部にある可能性もある。磯原附近は基盤潜丘が駒木断層に切断された南側に位置し,ガス徴候は駒木・松井両断層の間に多い。

ガス徴候は以上のような大局的分布を示すとともに,個々の徴候地で観察すると,しばしば次の共通した性状を呈している。

(1) ガスの発噴箇所が直線的な条をなして配列する。さらにこれらの条が集合して全体として長軸を有する区画を形成している(第7図に示した窪田附近の地表徴候はこの好例の一つである)。



第7図 勿来市窪田附近の地表ガス徴候(Loc. 34, 35)
Example of surface gas indication showing the longitudinal axes

(2) 不定形または長軸を有しない区画の場合でも,隣接する徴候地を連ねてみると直線的配列を示すことがある。

(3) 以上の直線または長軸の方向は,附近の断層系の一般的走向に一致することが多く,最も典型的な場合,確認しうる断層の延長上にガス徴候がみごとに配列していることすらある。

ガス徴候地において水底に露出する第三系から直接ガスが噴しているのがみられるとき，ガスは節理面から条をなして逸出している。Loc. 21, 39 はその好例である。

結局地表徴候は断層や節理，すなわち fracture system と密接な関係を産状において示しているのである。しかし同時にその大局的分布は，潜丘構造とも関係していて，同一断層系なら，どこでもガス徴候がみられるというわけではない。基盤潜丘と第三系の地質構造とが相互に関係のあることを **2.2.3** の項で述べたが，地表ガス徴候と fracture system との関係も，この観点から考察する必要があると考えられる。

地表ガス徴候は井戸，作井跡に認められるものを除き，原則として地下水の湧出を伴なわない。例えば Loc. 23 では時期によりガス徴候の強さ（規模）が変化したり，出現する場所が移動したりすることもあるが，これはガスが自由ガスとして地表近くを行動するとすれば，時間的な地下水の状態の変動に影響されるためとして解釈することもできる。

3.1.2 鉱泉との関係

調査地域内には鉱泉と称せられる地下水の湧出が多い。常磐炭田地質図[1,2]によると，鉱泉のかなり多くのものが断層上または断層に近接して存在している。しかしガス徴候を伴なうものは少なく，選択した 8 測点のうち 2 点のみがガスを伴なつている。第 5 表に明らかなように，溶存メタン量が飽和に近いのは Loc. 29（平潟町保養館）の水井戸のみにすぎない。鉱泉の多くは湧出量が貧弱で，溜り水に近いものが少なくなく，水質をみると大部分は地表水または第三系にやゝ長く接触した浅層地下水的性格を示している。要するに鉱泉とガスとは直接的な相関を保持しているとは認め難く，少なくとも水溶性ガス田におけるガス附随水を伴なうガス徴候とはまつたく趣を異にしている。もし地下においてガスが地層水にほとんど溶解して存在しているなら，岩石の裂目を通じ，相当量のガスが上昇する際，自然的なガス・リフトとして附随水をも地上に運ぶはずである。したがつてこの観点からも地表徴候として現出してきたガスは，地下においてほとんど自由ガスとして存在しているのではないかと推察される。

3.1.3 試錐孔のガス

試錐孔のガスには探炭試錐孔（跡を含む）およびガス井のガスを含める。

調査地域内にも多くの探炭試錐が過去に行われている。しかし今回ガスを実際確認しえたものは 4 坑であり，他にガス井 1 坑がある。

4 坑の探炭試錐は水野谷泥岩層ないし石城夾炭層上部から開坑し，いずれも基盤岩類に到達して掘止めて

大日本炭礦熊道（くまじ）試錐（Loc. 33）は水野谷泥岩層から坑し，五安砂岩層にはいつてガス徴候が認められ，石夾炭層上部で最もガスが多かつたという。本坑井は断層を通過しているようである。

常磐炭礦神ノ山礦柳生試錐（Loc. 12）および古河礦中塩試錐（Loc. 38）はともに白坂泥岩層から開坑し石城夾炭層上部にはいつてガス徴候が認められ，同で著しいガスに逢着している。なお中塩試錐孔に隣て地表ガス徴候がある。

大日本炭礦大藤繩沢 3 号試錐（Loc. 11）の跡からは現在少量のガスと水とが自噴しているが，掘進中多ガスが噴出したという。本坑井は石城夾炭層上部か坑し，車断層東側に位置する。

常磐天然瓦斯 K.K. 勿来 R-1 は，本地区で最初スを目的として掘鑿された坑井である。浅貝砂岩層開坑し，石城夾炭層中からガスを産出する。

以上の他にもガス噴出の記録がある試錐が若干が，全体としてみると，大日本炭礦磯原鉱業所から山礦，大日本炭礦勿来鉱業所の管内にガスの記録く，また位置的には植田西方の法田附近から磯原市けての大きい基盤潜丘西縁附近であることが注目る。

掘進中の状況を聴取すると，ガスの噴出する箇所コアーに割れ目の多い所（ときに空洞のこともあるう），あるいは逸水する附近に非常に多いようである水野谷泥岩層から開坑した場合には五安砂岩層から徴候がみられているが，白坂泥岩層から開坑した場は，浅貝砂岩層からガス徴候が認められ，著しいガ噴出は石城夾炭層にはいつてからのようである。しガスの多い層位は必ずしも一定しないようで，石炭近づくにつれガスが多く，着炭直前に最大になつたう例（Loc. 12）もあれば，逆に石炭層に近づくにつスが少なくなつたという例（Loc. 11）もある。

試錐孔から大量のガスが噴出するとき，いずれのによつても共水性ガスのような産状を示していない上げ当初，若干の鹹水を伴なつている場合でも，水のような状態であつて，gas-water ratio は問題にぬほど大きい。大日本炭礦熊道試錐の完成当時の自スに伴なつた水の水質は次表のように記録されてい

この水質は水溶性ガスとしてのポテンシャルが著低下している鮮新統以前の化石水の性状を示してい

常磐天然瓦斯 K.K. 勿来 R-1 号井は坑内に水がと自噴ガス量が減退する。この場合エアー・リフト

RpH	HCO_3^-	Cl^-	Br^-	I^-	SO_4^{2-}	NH_4^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$KMnO_4$ 消費量
6.9	60	4390	1.5	5.4	tr.	2	928	22.7	223

RpH 以外単位(mg/l)

採取：金原均二
分析：化学課

位を低下させるとふたゝび元のガス量を維持することができるが，エアー・リフトの際流出した水の分析値（第6表）をみると，やはり熊道試錐の噴出水に類似した性質を示し，塩分がさらに低下している点が異なる。

以上を要するに試錐孔のガスは原則として自由ガスとして産出し，著量のガスが噴出するのは，たとえ石城夾炭層の砂岩中であつても，原則として fracture の良く発達した所らしいということがいえるようである。

上記したガスが自由ガスとして地下に存在するとすれば，その reservoir pressure が問題となる。今回の調査では中塩試錐 (Loc. 38) の記録しか得られなかつたため，当地区の一般的状況を推察しえないが，本試錐のデータは次の通りである。

掘鑿中の記録

1. 深度 345 m　坑口密閉圧　1.35 kg/cm²
　　ガス量　21,800 m³/day
2. 深度 360 m　坑口密閉圧　1.75 kg/cm²
　　ガス量　31,600 m³/day

ケーシング挿入後現状

本坑井は 385 m から 417 m までセメントを充塡し，7″CP を 415 m まで挿入，ガスの多かつた箇所にストレーナーをおき，坑口には簡単なバルブ装置が付けてある。坑口放出口は 6″GP である。

坑口密閉圧　1.2 kg/cm²

ガス量　ca. 6000 m³/day

これらの値は坑内埋没頭，湛水面未調査のまゝの実測値ではあるが，石油系ガス田に較べ小さいように感ぜられる。本坑井のガスは，やはり岩石の fissure から噴出してくるものといわれ，また坑井に隣接して水田中にガス徴候がみられる。もしかりに連続性ある fissure がガスの主要 reservoir であり，またこれが地表に連絡してガス徴候を形成していて，そのため坑口密閉圧が低いと解釈するなら，このような条件の下に，なお大量のガスが比較的浅所に集積する機構は，ガスの逸散――補給の観点から一考を要しよう。

3.1.4 炭礦坑内状況

常磐炭田は全体として坑内ガス発生の少ない所といわれる。今回の調査地域内にあつても，勿来・神の山地区が最もガスが多いといわれるが，なお出炭 1 t 当り 10～12 m³ 程度にすぎず，石狩炭田などに比較し著しく少ない。

採炭当事者の言を総合すると，坑内のガス産状は必ずしも一定の型ではないが，ガスと水の産状に関し多少の共通性は認められる。

坑内ガス発生量は潜丘構造と関係があり，潜丘に近接した場合，特に潜丘上の凹所における場合に多い。断層に近づくとガス量が増加するが(数 10 m 手前より)，断層のすべての箇所がこのような性質を示すわけではない。勿来地区および神の山地区，すなわち潜丘の隆起が著しい地帯に，このような現象が認められる。たゞし大北川以南では潜丘の隆起はあつてもほとんどガスがないという。また断層に逢着しても出水の多い場合はガスはほとんど増加しない。炭層上盤側の礫岩および下盤の粗粒砂岩はともに帯水層となつているが，後者は勿来地区では井戸沢，車断層を境として西側(山地側)にのみ発達している。

坑内水の分析例を第7表に示したが，大日本炭礦勿来坑内水を除くと，他は大部分坑内ボーリング孔または亀裂からの出水で，水量は比較的多いものばかりである。勿来坑内水は上盤礫岩から浸出滴下してくる水であつて，今回調査した水サンプル中，最も高鹹なものである。この水は水質から化石水と判断され，既述した熊道試錐からの噴出水と似た性質を示している。他の低鹹坑内水は第三紀層にやゝ長く接触していた地表からの浸透水ないし本地域地表にみられるいわゆる鉱泉と同様の水質を示し，溶存メタン量も明らかに不飽和であつて，ガスとの共存水ではない。

各炭礦の行つたいくつかの坑内水分析の結果をみると，高鹹水は勿来礦および神の山礦の一部に限られているようで，中郷礦のものは著しく低鹹である。また大量に出水する水にはほとんどガスを伴なわず，また高鹹なものはないようである。

3.2 ガス組成

オルザット氏法によるガス分析の結果では，当地域の炭田ガスの組成は CH_4—N_2 の 2 成分を主とし，少量の CO_2, O_2, CnHm を伴なつている。本調査終了後常磐天然ガス K.K. 勿来 R-1 の自噴ガスについて，某社の行つた質量分光分析結果，およびその後の調査結果を参照すると，当地区の炭田ガスの大部分は

第4表　地表ガス徴候観測表

測点番号	位置	露頭状況	規模	配列	附近の地質	ガス成分 (Vol. %) CH₄	CO₂	O₂	res	Cn Hm	その他	註記
4	茨城・多賀・磯原町大塚小室繁雄方	手掘用水井中	0.1 m³/day	単独	下位は石城層上部，100～200 m 南方には NW-SE 性断層（S落）が数条あると推定される	84.9	0.6	0.2	14.3	0	0	1952年3月からガスが出始めたという，現在地下は既採掘地域
5	〃 〃 〃 豊田磯原町役場裏	水田中	15m³/day～150 m²	帯状（長軸は NS 方向），NS 方向150 m の間にさらに散点	白坂層下部，ほゞ下高下断層（推定）の通過する位置にある（NS 方向，W落ち）	83.5	0.3	0.2	15.7	0.2	0	南方300 m および450 m 附近でも水田，井戸等にガスの発噴がみられるという
6	〃 〃 〃 磯原	鉱泉井中（約 80 m の掘止深度を有す）	0.18 m³/day	単独	地表は多賀層群下部層泥岩，約100 m 北方を駒木断層が通過する	82.7	0.1	0.2	17.0	0	0	No. 7 に隣接する，試井年代12～13年，鉱泉水質は後述
7	〃 〃 〃 〃 大北川河口	川中	10 l/day 位にみえる	単独	多賀層群下部，北方約100 m を NW-SE 方向 SW 落ちの駒木断層が通過する	—	—	—	—	—	—	
8	〃 〃 〃 〃 磯原駅北方 850 m	水田中	0.1 m³/day～30 m²	不明	多賀層群	—	—	—	—	—	—	大部分乾田のため正確な規模が不詳
9	〃 〃 〃 〃 磯原駅北方 900 m	水田中	0.7 m³/day≪	Loc. 8（東隣の沢）は 80m 東にあるが両者を結ぶと N40°W	Loc. 8 と同じ	82.6	0.3	0.6	16.4	0.1	0	大部分乾田で小部分を観察したにすぎない
13	〃 〃 関南村大作 大津港駅 S70°W 方向 3 km	水田中	1.5 m³/day＋30 m²±	WE 方向に直線状（幅2 m 位）に連なる	白坂層中部，ガス徴候配列の北限を WE 48 S の小断層が通過する	76.0	0.3	0.4	23.2	0.1	0	南西 40 m に探炭ボーリング孔跡あり。ガスの記録はない
18	〃 〃 大津町五浦 大津港駅 S57°E 方向 約 2 km	水田中	600m² 位の面積中に散在。少量	不明	亀ノ尾頁岩層	—	—	—	—	—	—	250 m 西方に若干のガス徴候がある
19	〃 〃 〃 〃 S60°E 方向 約 1.9 km	水田中	きわめて貧弱	不明	同上，附近に N55°W S68 の小断層（落差 1.5 m）あり	—	—	—	—	—	—	
20	〃 〃 高井 〃 S40°E 約 1 km	用水井（深度 300 m 余という，上総掘）茨城県貨物 K.K.	0.2～0.3 m³/day（目測）	単独	地表は亀ノ尾頁岩層，N40°E の節理発達	83.7	0.2	0.1	15.9	0.1	0	
21	〃 〃 〃 〃 〃 S70°E 約 1.1 km	大部分水田中。一部小渓中の亀ノ尾頁岩層節理よりでる	3,000 m² 位 A×10m³/day のオーダー	N35°W の直線上にほゞ配列す	亀ノ尾頁岩層，N60°E（主）および N8°E の両節理系が発達する	81.5	0.4	0.4	17.7	0	0	ガスサンプルは水田中より 1/3，小渓中の頁岩層より逸出するものを 2/3 とつた
22	〃 〃 〃 〃 石尊鉱泉，大津港駅東 0.8 km	亀ノ尾頁岩層中よりでる一部川床，一部鉱泉井中	不明（少量？）	判然とせず	亀ノ尾頁岩層	—	—	—	—	—	—	鉱泉水質は後述
23	〃 〃 平潟町（南部）大津港駅東 0.9 km を中心とす	水田中	1 km² 位にわたり点在（少量？）	〃	同上，北部に N70°W，N60° の断層あり，N65°W～N70°W の節理発達	—	—	—	—	—	—	在住者の言によると時期により著しいという。今回は乾田部[illegible]

26	〃 〃 関本村[illegible] 〃 常磐線沿い北方約1km	水田中	きわめて貧弱	〃	[illegible]潟断層が通過する。破砕帯約3m	—	—	—	—	—	—	
28	〃 〃 平潟町消防署裏	旧用水井中　深度60m位らしい	0.1 m³/day±(目測)	単　独	地表は亀ノ尾頁岩層，北方約60mを平潟断層が東西方向に通る				—	—	—	
29	〃 〃 保養館	用水井(深度不明，上総掘)	0.4 m³/day±(目測)	単　独	亀ノ尾頁岩層(地表)，北方約30mを平潟断層が東西に通過する	90.5	0.3	0.7	8.5	0.0	0	
31	〃 〃 関本村関本上役場裏大津港駅 N50°W 約3km	水田中	100 m²≪ 一点で 0.03 m³/day	判然としないが WE に近いらしい方向性あり	浅貝砂岩層	82.8	0.5	0.2	16.5	0.0	0	
34	福島県勿来市窪田 勿来駅 N75°W 約2km	水田中	2,000 m² 位 A×100 m³/day	おもなガス兆は2系列ある，すなわちN25°W (規模大) とN5°Wとである	同上。断層が発達している地域と推定される	84.0	0.2	0.2	15.5	0.1	0	勿来ガス井備では12 m³/day/0.8 m²
37	〃 石城郡竜島村久保 湯本駅 S70°E 約6km	水田中	600 m² 位 ガス量不明(多い)	大局的にはほゞ WE 方向の直線状を示す	下高久層下部、WE-S70°の断層線上にある	85.3	0.3	0.4	14.0	0	0	
39	〃 平市中平窪 赤井駅より N60°E 約1.8km	用水路中の白坂層の節理および水田中	2,000 m² 位 50 m³/day＜	全体としてほゞ N10°W±方向に配列し，個々の地点では N10～15°E(節理系の方向) に配列する節理から噴出する状態がみえる	白坂層下部、南方200m附近を NW—SE 方向, SW 落ちの平窪断層が通過するとされる	84.0	0.0	0.2	15.7	0.1	0	

第5表　鉱泉およびその水質(1)

地点番号	所在者名	位置	深度 (m)	露頭状況	附近の地質	気温 (°C)	水温 (°C)	水色	濁り	臭	水の成分 (mg/l) pH	HCO_3^-	free CO_2 or (CO_3^{2-})	Cl	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	dis.* CH_4	註
6	山海荘	茨城・多賀・磯原 天妃山	約80	亀ノ尾頁岩層(?)に上総掘にて掘井，ポンプ揚水。水位±0m	地表は多賀層群下部露出，約100m北方を関本断層通過	—	15.6	無色	なし	硫化臭	8.4	21.4	0.0	83.0	0	27.8	9.8	3.6	0.4	12～3年前に掘鑿初水位+1.3m ガス量変化なし I Br
10	笹尾鉱泉	〃 〃 〃 二ツ島 西方約800m	不明浅いらしい	五安層・礫岩層から浸出，ポンプにて揚水	五安層(砂岩・礫岩互層)	7.3	11.6	無色	なし	ごくわずかに硫化臭	7.1	10.0	3.5	26.0	—	—	—	—	0.2	
22	[illegible]鉱泉	〃 〃 大津町高井 大津港駅[illegible] 約800m	約10	亀ノ尾頁岩層中から浸出し，手掘井にてポンプ揚水。水位。−6m	亀ノ尾頁岩層節理系 EW 発達	—		無色	なし	強い硫化臭	7.5	42.7	14.1	70.0	84	40.3	12.2	1.1	0.8	ガス徴候あり
24	[illegible]鉱泉	〃 〃 関本村中根 大津港駅西方 約750m	3.5	水ノ谷泥岩層上部(砂岩帯)から浸出，ポンプにて揚水。水位±0m	水ノ谷泥岩層上部(砂岩帯)。N77°W N75～60°の断層がみられる	—	—	淡灰色	微白濁	なし	7.0	14.0	4.4＞	32.0	—	—	—	—	0.3	

第5表 鉱泉およびその水質 2

測点番号	所有者名	位置	深度 (m)	露頭状況	附近の地質	気温 (°C)	水温 (°C)	水色	濁り	臭	pH	HCO_3^-	free CO_2 or (CO_3^{2-})	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	dis. CH_4 *	註
25	松屋鉱泉	〃 〃 関南村湯ノ網 大津港駅西方 約 2,500 m	5	水ノ谷泥岩層上部（？）から浸出 ポンプ揚水 水位 ±0 m	水ノ谷泥岩層上部（？）附近に N50°W N55 の断層あり	6.5	4.1	無色	なし	なし	6.3	14.7	3.5>	9.0	—	—	—	—	0.0	
29	保養館	〃 〃 下関町	不明	亀ノ尾頁岩層中を上掘にて掘鑿 水位 −1.5 m	亀ノ尾頁岩層，界平高萩層上より掘りこんだものと推定される	—	—	無色	なし	なし	8.7	48.8	30.0	298	—	— サンプル瓶破損	—		3.2	ガス徴候あり
30	関山鉱泉	〃 〃 関本村関山 大津港駅 N15 W 方向約 1,500 m	3〜4	亀ノ尾頁岩層中の節理系から浸出。ポンプにて揚水	亀ノ尾頁岩層 N47 W S55 の断層がその附近を通る節理系(N35°W)発達す	8.7	11.1	無色	なし	やゝ強い硫化臭	7.8	22.0	4.4>	24.0	—	—	—	—	0.0	
36	南海荘	福島県磐城市相子島，湯本駅 S70°E 方向約 6 km	4	本谷層から浸出 ポンプ揚水	本谷層南方近くに N50 W 方向の相子島断層が通る	—	—	無色	なし	なし	7.2	19.2	13.2	32.0	—	—	—	—	0.0	2年前手掘金気あり

* 下河原式溶存メタン測定器の干渉計目盛。F=10位

第6表 試錐孔観測表

測点番号	所有者	位置	掘止深度 (m)	現況	ガス産出深度	ガス産出層位	地質概況	ガス成分 (Vol. %) CH_4	CO_2	O_2	res	CnHm	その他	
11	大日本炭砿（K.K.）磯原鉱業所	茨城・多賀・櫛川村大藤細沢（3号試錐）	240	放棄孔からガス自噴少量の水が流出している，現在ガス量 0.5 m³/day 位	40〜50 m 位からガスが出始め，100 m 附近でガスは噴出したという	石城夾炭層中部	40〜50m（？）西方を NS 方向W落ちの車断層が通過する，また南方 100〜150 m 附近に NW SE 方向 SW 落ちの小断層が推定されている，また東方の近くに基盤潜丘の存在が推定される	85.5	0.0	0.1	14.3	0.1	0	坑道は地点西方 60 m 位まで到達しているがガスのため掘進を中止した
12	常磐炭砿（K.K.）磯原鉱業所	〃 〃 関南村柳平	約470	坑口附近をセメント埋立，孔の周辺から水田中に多量のガスが撒布して噴出	約 80 m 附近でガスを猛噴した。以深も炭層上部までガスを産出するという	浅貝層上部より石城夾炭層	地表は白坂層中部，東方近くに NS 軸を有するかなり大規模な基盤岩の隆起が推定される	92.8	0.3	0.3	6.5	0.1	0	
33	大日本炭砿（K.K.）勿来鉱業所	福島県勿来市窪田町熊道	378	3″ CP 125 m を挿入，ガスのみ自噴中 1954年中の数次の測定値は約 16,000 m³/day という	110 m 附近からガスが出始め，220〜230 m 附近で最も著しかつたという	石城夾炭層上部が最も多い	坑口附近は水野谷泥岩層、およそ 150m 附近で熊道断層を通過していると推測される。同断層は N25°W-W 落ちである。この附近一帯の白坂層は層厚が小さいと	85.9	0.1	0.2	13.7	0.1	0	

38	古河鉱業(K.K.)好間鉱業所	〃　平市中塩	約 570	坑口設備を設けガス井として利用しうるたゞし休坑中	240 m でガス確認365 m で最も著しいという	石城夾炭層	坑口は白坂泥岩層、南方約 300 m を NW-SE 方向 SW 落ちの平窪断層が通過する	85.6	0.0	0.2	14.1	0.1	0	
21 A		茨城・多賀・大津町高井大津港駅 S70°E 方向約 1.2 km	上総掘深度不明	廃坑跡から間ケツ的に少量のガス自噴、少量の硫化水素臭を有する鉱泉の湧出を伴なう	不　明	不　明	坑口は亀ノ尾頁岩層，§ 1 の No. 21 を参照	* 80.5	0.3	0.5	18.7	0.0	0	ガスの試掘井であるが少量のガスゆえ放棄したという
35	常磐天然ガス(K.K.)勿来鉱場	福島・勿来市窪田町勿来駅 N75°W 方向約 2 km	245	3,500～3,600 m³/day で水を伴なわない。圧縮ガス製造中，坑内溜り水を揚げるため短時間エアーリフトを毎日行つているCP 4″×145 m，遮水せず 90 m 附近に孔明管挿入	90 m，168 m の部分が最も多いという	石城夾炭層	坑口は浅貝砂岩層、50 m 附近から石城夾炭層，その他 §. 1 の No. 34 参照	87.0	0.1	0.2	12.5	0.2	0	西方約 1,000 m 附近に採炭坑道が到達している

pH (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	CO_3^{2-} (mg/l)	Cl^- (mg/l)	SO_4^{2-} (mg/l)	Ca^{2+} (mg/l)	Mg^{2+} (mg/l)	NH_4^+ (mg/l)	CH_4(%) (干渉中)	tw (°C)	I^- (mg/l)	Br^-
8.3	182	16	906	0	27.3	5.3	1.1	0.0	15.4 ta 6.10 c	1.5	0.9

* 産状にかんがみ，ガス分析値は第 7 図には地表徴候として扱つた

第 7 表　坑内観測表 (1)

測点番号	坑名	ガス成分 (Vol. %) CH₄	CO₂	C₂	res	CnHm	その他
14	常磐炭砿　神の山砿(密閉跡)	47.3	7.6	2.8	42.2	0.1	0
15	〃　〃(100 m 坑上層掘)	94.5	0.4	0.1	4.9	0.1	0

第 7 表 坑 内 観 測 表 (2)

	坑名	水成分 (mg/l) pH	HCO_3^- or free CO_2 (CO_3^{2-})	Cl	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	NH_4^+	CH_4 (%)	水温 (°C)	坑内温 (°C)	水量 (m^3/d)	水色・濁り		臭	I	Br
1	常磐炭礦 中郷礦 (坪下水平坑道) NG 1	8.0	30.5	3.5	13.2				0.2	26.1	28.8	4.8	無	なし	微弱硫化水	—	—
2	〃 NG 2	8.4	97.6	2.6	13.6	15C4	41.8	10.0	1.8	0.4	31.0	26.1	—	乳灰白色 微白濁	なし	—	—
3	〃 (上盤ボーリング) NG 3	8.4	46.4	(72.0)	40.2	709	9.3	7.0	1.36	0.4	26.4	—	188	無 透	なし	極強硫化水	tr.
16	〃 (神の山礦 (本坑運搬つめ)	8.3	45.0	(12.0)	55.4	20	11.3	5.0	1.3	0.5	—	26.4	ca 0.1	乳灰白 白濁	なし	tr.	tr.
17	〃 (水平坑 40 m pit)	7.9	26.0	7.1	27.1	0	73.3	16.6	1.8	0.0	28.0	25.9	50 (自噴)	無 透	なし	—	—
32	大日本炭礦 勿来礦業所	7.1	36.6	14.9	96.07	0	931.1	128.4	5.3	—	—	—	—	無 透	なし	8.9	5.1

* 溶存メタン測定器上澄汁の目盛。F=10 位

CH_4 95 %内外以下
C_2H_6 0.15 %以下
C_3H_8 tr.～0
CO_2 数%以下，ほとんど 0.5 %以下
N_2 数%以上 30 %以下

であつて，その他微量の A，少量の O_2 を含む。CH_2 は地表徴候ガス，試錐孔ガスに関しては存在しようである，

以上のように大部分のガスは組成上 CH_4—N_2 の分系に属しているとみなしてもよく，こんにちまで録に関する限り，CH_4 は 95 %内外が最高値となつる。この場合 CH_4 の相対量の低下は地表徴候ガスしく，試錐孔ガスは概して CH_4 が高濃度である。第に CH_4—CO_2—N_2 の 3 成分系上における当地域のガスの組成変化を示したが，ほゞ CH_4 85 %位を境

第 8 図 ガスの組成 (Vol. %)
Composition of gas

第 9 図 産出層位とガス組成(CH_4 %)
記号は第 8 図と同じ
註 1) 調査地域に白土層群の分布をほとんど欠くためこれを除外
註 2) A Loc. 29 (平凡)
Relation between the composition of gas and producing horizons

地表徴候ガスと試錐孔ガスとは組成上分布を異にしてる。また CH_4 の最高濃度の値は，神の山砿の石炭層から流出するガスによつて占められている。地表徴候ス中，平潟町 (Loc. 29) のもののみは他に比較して著く CH_4 の相対量が大きいが，このガスと見掛上共産る水はほゞ CH_4 によつて飽和され，水質も水溶性ガ田におけるガス附随水の性格を若干帯びていて，他の表徴候とはやゝ異なる産状を示す。

地表で観察されるガスが地下にあるとき，もし自由ガまたはほとんど自由ガスとして存在していてこれが地に産出する際，浅層地下水または非含ガス水帯を通過てくるとするなら，上述の CH_4—N_2 系上の組成変化は く説明することができる。この際もし地上近くまでガと共栄的関係を有する地層水，または停滞水が存在すなら，地表徴候であつても CH_4 相対量の大きいガス産出することに不思議はない。例えば平潟のガス徴候oc. 29) において CH_4 の相対量が大きいことはこのよにして説明しうる。試錐孔ガスが一般に高濃度の CH_4 らなつていることは，浅層地下水の影響をほとんど受ることなく，直接地上に到達するためと解釈される。産出層位とガス組成との関係をみると，第9図に示しように，特定の関係はみられない。この図は必ずしも定の主要石炭層からガス産出位置に達する距離を示しないが，半定量的な傾向は当然示している。しか地表徴候ガスは試錐孔ガスより相対量が低いこと以外層位との明白な関係がないということは，地下におるガスの貯溜は特定の層位に限らないか，もしくは，濃度の低下を引き起す過程が，地表近くに起因しいるかのいずれかを示すように思われる。

当地域の炭田ガスの組成を，他の型の可燃性天然ガスそれと比較してみると，オルザット氏法の分析結果で第三紀層中に胚胎する水溶性ガスの多くの例と区別しない。質量分光分析の結果，僅量ながら C_2H_6 の含まていることは，大多数の水溶性ガスにみられないことあるが，しかし絶無ではない。今後質量分光分析のデタが集積されるにつれ，特に中新統中に胚胎する場 C_2H_6 あるいはさらに高分子の炭化水素類を含む水生ガスの例が増すものと予想される。一方油田ガスと応すると，大多数の油田ガスの例に較べ当地域のガス著しく重炭化水素類が少なく，窒素がやゝ多い。しか組成に類似した油田ガスがないわけではない。要する油田ガスおよび水溶性ガスのそれぞれの平均的組成に比較すれば，当地域の炭田ガスはやゝ特徴的な組成を示すが，これらから本質的に識別される特異な組成ではないということができる。

3.3　測点別ガス徴候記載

個々の測点について観察した事項を第4～7表に要約表示した。

4. 結　言

現在のところ，炭田ガスの形成される過程については論ずるに足りるほどのデータはない。たゞ今回の調査地域についてみると，地表ガス徴候のガスも，また試錐孔ガスも大部分は夾炭の地層から由来しているように感ぜられる。炭化作用の過程において多量の CH_4 も形成，放出されることは衆知の事実であるが，大部分のガスが夾炭層から由来するとすれば，当然炭化作用に伴ない形成された CH_4 が最も大きい比率を占めるであろうことは想像に難くない。しかしこゝに注意を要することは，われわれが可燃性天然ガスを分類する際，決して成因によつて分類していないことである。水溶性ガスとして産出しているガスであつても——特に含ガス地層が淡水成または汽水成の堆積相を示している場合——成因的には炭化作用があずかつて力あると推定される場合がある。逆にガス中に CH_4 より高分子の炭化水素類が含まれているからといつて，直ちに石油系ガスが含まれているとするわけにはゆかない。

油田ガス・炭田ガスおよび水溶性ガスはそれらの地質・地球化学的産状にかんがみ，それぞれに主要な生成過程は一応は推察されるが，同時にこれらを成因的に画然と区別することはできない。

当地域炭田ガスの産状には，著量のガスを産しながら，その地下深所に稼行可能な石炭層を欠いている例がある。ガスの産出層位も必ずしも特定ではない。これらのことは当地域炭田ガスのほとんどが炭化作用に伴ない形成せられたものとしても，そのすべてが特定の厚い石炭層を母層とするとは限らないことを示している。かつさらに大切なことは一旦生成したガスは，その成因または由来層位のいかんにかかわらず，一般のガス田（特に free gas trap）におけると同様の機構で移動・集積していると思われることである。したがつて今後経済的利用を目途として炭田ガスを研究してゆくには，鉱床学的の観点からガスの立体的賦存状況を明らかにし，これと地質・地球化学的現象との間の関係をまず究明する必要が

ある。

試錐孔あるいはガス井掘鑿にあたつても，電気検層，ガス・ロッギング，コアーによる孔隙率・浸透率・水飽和率・間隙水成分等の測定が望ましく，地質に関しても fracture system の地理的・層位的分布の調査，また地下水系の分布とガス賦存状況の関係等，手近かな所にも当面の課題が少なくないように思われる。

(昭和 31 年 1 月～2 月調査)

文 献

1) 渡辺久吉：常磐炭田第 3 区磐城国石城郡上遠野附近地質図，地質調査所，1935

2) 渡辺久吉：常磐炭田第 4 区常陸国多賀郡磯原町磐城国石城郡勿来町地質図，地質調査所，1939

資　料

551.243＝81＝956

地殻に発達する褶曲構造の主要成因型*

V. V. Bronguleev
小　西　善　治訳

序　論

現代の地体構造の最も複雑な問題の1つは，地殻に発達する褶曲構造の成因問題と考えられる。この問題のもつ意味についてはこの問題が多くの理論的，実際的課題と密接に結び付いているから，いかに評価しても過評価に落ち入ることはないであろう。この問題の正しい解決とは地体構造区，および種々の鉱床地区の発達履歴に関するあらゆる問題を正しく解明することにあるといえよう。

現在この種の問題は充分研究されていない。したがつて純粋の術語に関する問題でも著しい混乱が存在する。

地殻における褶曲形成機構に関する初期の考え方には，この現象の1元成因性説が支配的であつた。したがつて褶曲形成の主要な役割をなすものとして接線応力が考えられていた。このような考え方は収縮説，後には水平移動説（epirophorose）が一般に採用される原因となつた。

多くの地質家は前世紀の末葉頃からこのような見解に対して疑問を抱き始めた。この面で最も興味のある著作の1つは Willis の "The mechanics of Appalachian Structure, 1893" である。Willis はこのモノグラフで褶曲型を2型 "Incompetent" と "Competent" に区分している。さらに Willis はこの有名な褶曲型の第1型の生成を地層に垂直に働く力に，第2型は接線応力とに結び付けている。この時代の褶曲成因問題に関する研究の裏には2元成因説が貫ぬいている。

例えば現世紀の20年代には，この考え方は Stille の褶曲構造の分類に特異な型をとつて反映している。Stille は周知のように褶曲構造を2つの重要な型として "ゲルマン型" と "アルプス型" を区別し，前者の発生を垂直応力，後者を接線応力の働きによるものであると述べている。

褶曲構造の2元成因説の考え方は広く知られている Argan の分類様式にもみられる。Argan によると褶曲構造は，"深層褶曲型" と "表層褶曲型" とに分けられる。

同じ考え方は Haarman の褶曲構造の分類に表われている。Haarman は褶曲構造の1つの型をいわゆる1次 tectogenesis に，他の型を2次 tectogenesis に結び付けている。ここで強調しておく必要がある点は，Haarman が第2の褶曲型の発生に対して先行者とはまつたく異なつた解釈――褶曲の発達を重力作用と結び付いている――をくだしていることである。したがつて Haarman はすでに異なる成因型を区別している。褶曲型の概念とその生成様式にみられる上述の混乱はこの時代から始まつたといえるようである。

M. M. Tetiaev があらゆる褶曲型を2型に分類した時代には，この問題はさらに先鋭化の容相をおびてきた。Tetiaev によれば，褶曲の1つの形態は地殻の垂直運動（ドーム）によつて出現するが，他の形態（固有褶型）は岩石の垂直破砕下で起る岩石物質（rock material）の緩慢な層流（laminar flow）によつて形成される型で代表される。第2型については，Tetiaev は反対の方向性をもつて起る地殻運動（隆起と沈降）の総和の産物と考えている。

---

* В. В. Бронгулеев: Основные генетические тилы складчатых структур земной коры, Общие замечания, Советская геология, Сборник 54, 1956

その後，類似の褶曲分類は Berousov が行つた。Berousov によれば，第1型は“1次型”，第2型は“完全(complete)褶曲型”と名づけている。この分類の基礎となつているのは，平面に投影された褶曲の相互配列状態の特徴と構造特性とである。

褶曲の第1型(Tetiaev, Berousov)は垂直応力の活動産物である Willis の“Incompetent”形態，Argan の“基底”褶曲に対応するものであるならば，まつたく成因的に異なる現象を表わす第2型は Haarman の“2次”褶曲型とある程度対比できるであろう。

褶曲生成の成因に関する新しい考え方 (Tetiaev, Berousov) はきわめて興味があるにもかかわらず，分類様式の基盤には雑多な形態を示す褶曲の単位形態指標の大半が含まれているから，褶曲形態の分類問題は行き詰りに落ち入つている。このことは形態単位指標では，褶曲の生成機構に関する完全な表象が求められないばかりか，生成機構自体についても，おのおのの地質家によつてさまざまな解釈がくだされていることからみて明らかである。

著者は6年前に褶曲分類の形態的原則を用いないで，褶曲生成過程の特性に重点をおいた分類を初めて行つた。著者は一般に用いている分類原理に基づいて，褶曲を2つの重要な型に区分し，1型を岩石累系の垂直運動に結び付け，他型をその流動運動(発生原因に無関係に起る)によるものとした。第1型には“振動褶曲”(隆起と沈降)，第2型を“流動褶曲”と名づけた。

このような分類原則自体は，生成機構を反映しているので合理的なものと考えられるが，分類様式はいまだ完全なものといえない。

V. E. Khain はこの問題を詳しく研究して2型，すなわち深層(構造波動)と表層(固有褶曲)褶曲とに分類し，さらにこれを純粋の地質学的特性によつて多くの亜群に区分している。そのために類似成因の褶曲が独立の褶曲群として区分されているので混乱に落ち入つている(例えば“重力”“流動”“Metamorphogenetic”“Diapir”)。

Plate-forme ならびに地向斜地域の褶曲構造の研究は，しつように続けられている褶曲の2分類が受け入れられないことを示している。褶曲要素の型による分類は，多様な方法で実現できそうである。すなわち2分類は失敗に終り，不可避的に指標の近似的現象を包括する結果に終つている。例えば Berousov の“完全”褶曲型に含まれる現象は，決して成因的に同質のものではない。この型には2次褶曲(Haarman)，Competent 褶曲(Willis)で現わされる現象が含まれている。それとともに“完全”褶曲自体は純粋な形態的なものであつて，その型によつて捕捉される褶曲形態の統一的な成因が考慮に入れられていない。

理論的観点から褶曲の生成様式(任意の規模，地層の彎曲型)の問題をとりあげると，地殻上最も広く分布している褶曲型は，2型でなく，3型であることが考えられる。このような結論は地殻に働く力の考えられうる方向，その特性，力が岩石累系に加わる様式等から誘導される。

まず第一には，普通垂直応力が岩石累系に働いて形成される褶曲を区分すべきである。この変形型は初期には“Incompetent”と名づけられ，“ゲルマン型”の術語で姿を消し，“深層型”も“基底型”をとつて現われ，“1次”構造の出現に入れられ“不連続性”と考えられているものである。この型の褶曲は“活性基体”“Active substratum”の上昇・沈降によつて形成される岩石累系の褶曲型であつて，“強”“緩”“押しつぶし型(stamp)”の性質をおびている。第2型は，局部的あるいは広域にわたつて働く接線圧縮応力によるものである。この型は初期には Competent“アルプス型”または“地向斜型”と名づけられ，表層現象の産物に入れられている。最後に独立の褶曲型としては，層状物質の塑性流動過程で発生する褶曲型が区分される。褶曲変形は全面圧差——以上2型のように定方向性応力によらない——によつて生じる特殊現象によるものである。この型の褶曲型は初期には2次造構造型(重力流動)と考えられ，“完全型”と名づけられ，垂直破砕運動によるものと解釈されているが，最後に“流動褶曲”と名づけられているものである。筆者は第1型を“押し圧型”，

第2型を曲動型，第3型を流動型と名づけ，各型を検討しよう。

押し圧褶曲型

“押し圧”褶曲 stamp fold を形成する原因は上述のようにさまざまである。岩層累系の押し上げによつて比較的硬い岩石が示す褶曲地塊の特性をみると“強押し圧”作用が容易に考えられる。また“緩押し圧”作用が流体または塑性物質からなる層状体に働くと，絞り出し，押し上げ作用を受けて層状体が変形することは容易に考えられる。他の場合にはそれぞれ特殊の特性をもつているが，層状体に及ぼされる作用機構，すなわち“押し圧”機構は原則的には類似している。層状体は伸長し，上方へ凸面を向けて彎曲――中心弧の影響外に存在する変形をさす――していわゆる背斜褶曲を形成する。2つの作用のなかで彎曲作用の発生は定方向性垂直応力――表層作用の特性により――作用と関連性がある。この種の応力は，岩層累系の下部層面に負荷され，そこから岩石累系を構成する各員層に伝達される。

原理的に類似の過程は，活性基体の地塊が沈降するか，局部的に移動性物質の筒状空所が形成される場合に発達する。この場合にも岩層累系は，伸長作用を受けて下方に彎曲し，いわゆる地向斜褶曲が形成される。地向斜の発生は，彎曲層の自重作用，すなわち垂直定方向性応力――すでに“容積力”の作用特性をおびる――で生じる。

背斜・向斜性押し圧褶曲の形成は，岩層累系の物理的性質によつて可能となる。彎曲・撓曲変形は，弾性相ならびに塑性相において可能である。

押し圧褶曲の特性をみると，その特性の大半はきわめて理解し易く，かつ既知の現象に属していることが明らかである。しかしこの特性を総合化し，対比してこそ初めて褶曲の3主要型の差異を明らかにできるから，こゝで補足的に再検討することが必要である。

第1図　背斜構造の生成機構図

第1図からみられるように，垂直褶曲は地層層序を構成する員層が緩慢に垂直転位するために形成される。しかし水平転位成分は，実際上取るに足らない(第2図)。

第2図　向斜構造の生成機構図

褶曲が成長すると変形層（向斜・背斜褶曲層）の比表面積は，その層厚が縮まるので当然大きくなるはずである。すなわち地層のダイメションに相対的変化が起るので，褶曲が生じるのである。

押し圧褶曲の生成過程での特徴的な現象は，地層の伸張環境がつくられることである。したがつてこの場合には普通解答が得られ難い“空間問題”――褶曲生成によつて生じる地層の比表面の増大問題――が全然起らない。

押し圧褶曲の生成過程で起るきわめて重要な特性は，褶曲が堆積物の沈積と同時的に成長する可能性があることである。多くの場合，この種の時間的一致性は――褶曲の発生と沈積過程――生成堆積物のさまざまな部分に，岩層変移と厚さの変化の型をとつて出現する，例えば背斜のドーム状部分位では厚さの縮少，向斜では増大となる。

発生する褶曲構造のダイメションおよび形態をみると，附加押し圧力の大きさと，輪廓の押し圧型とによつて決められる。したがつて褶曲の特異な押し圧化，すなわち褶曲の生成が文字通りに実現するはずである，最も単純な押し圧形態は，不規則な形態を示す円型である。しかし

まったく異なる形態，例えば楕円型――伸長型――線型――褶曲も可能である。このように押し圧褶曲型としては，押し圧輪郭が複雑な型を示すから，多様な型をとることが考えられる。

褶曲の断面形態をみると，平面の場合と異なつて，押し圧のかゝる断面の輪郭にほとんど左右されるようである。押し圧が“弱い”場合には，生成褶曲の形態はきわめて単純であつて，例えば背斜構造ではアーチ形態があげられる。“強押し圧”の場合には一層多様性となる。背斜構造の最も単純な形態はトンラク形態であろう。

以上の諸点からみて，空間上におけるこの型の褶曲型の分布は，多少とも単調となるはずである。その軸面は規則通りに垂直であるが，あらゆる場合を通じて急に傾いているのが普通である。しかし例外としては，横臥状，あるいは転倒形態を示すことがある。

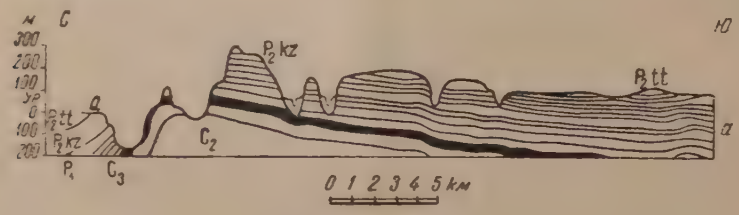
押し圧褶曲の生成様式からみれば，押し圧作用を受けた岩層累系では，地層の撓曲，または彎曲相は，押し圧力と釣り合いが取れた状態を示すはずである。すなわち褶曲はその生成過程自体が下方から発する力によつて起るから，深所――もちろん“押し圧”源の上方に分布する地層を意味する――で“消滅”しない。少なくとも変形が上方で“尖滅”するような場合も多かろう。換言すれば，ときには褶曲が地表面までに達していないことがある。

平面に表影された褶曲群の各単位褶曲の相関関係は興味がある。単位褶曲に働く褶曲運動の成長は，押し圧作用によつて起るから，相互に無関係に発達するはずである。したがつて押し圧褶曲の分布は当然複雑な型が期待される。例えば線状，あるいは楕円構造の場合には，その延長は各褶曲群に対して単一な線をとらない。しかしこのような結論は“押し圧”運動自体を誘起する原因が現在依然として知られていないから確かなものとは考えられない。押し圧運動は与えられた褶曲群に，なんらかの共通な要因によつて誘起することが認められる。このような場合には，押し圧運動で形成される褶曲の相互分布には一定の法則性が期待できる。

地殻に発達する既知の褶曲と，押し圧過程とがどのように結び付くか？

押し圧褶曲の例は Plate-forme および地向斜地域で知られている。

Plate-forme 地域で押し圧褶曲形態に入れられるものは，多数のドーム形態および地壘状形態があげられる。この形態の褶曲は Ruskii Plate-forme でよく知られている。この地域以外でも，類似の形態が中央アジアの白堊紀・新生代堆積物・シベリア Plate-forme およびアメリカでも多数存在する。



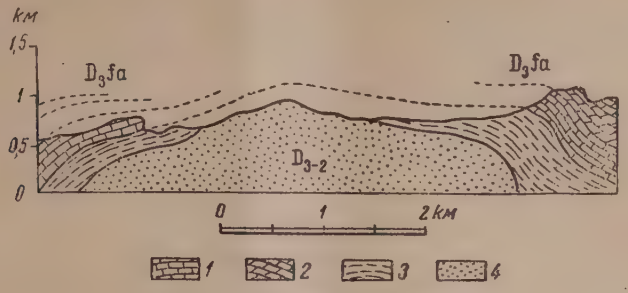
第 3 図

この型の褶曲型には Plate-forme 構造の複向斜・複背斜のような大規模な地体構造が含まれることが考えられる。その生成機構は，基盤の結晶片岩質岩石に働いた垂直運動と関連性があつて，堆積岩には確かに押し圧型褶曲が形成されている。したがつて岩石層にかゝる押し圧のオーダが異なつている。

褶曲地帯でこの型の褶曲を区分することはむずかしい。これは，一方ではこれらの地帯で発達している褶曲が多数存在することと，他方では単位褶曲形態の形態特性の研究が進んでいないためである。しかし多様なダイメションの褶曲からなる多数の褶曲群が，岩層累系の垂直運動によることを否定する根拠は，少なくとも考えられない。

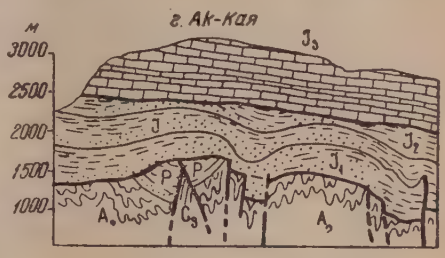
1 例をあげると著者は最近中央カラタウ 南部カザスタン 地域を詳しく調査して，この種の褶曲をみいだした。この地域は古生代中期の地層からなり，大規模の背斜・向斜構造が発達

している。平面では地体構造の輪廓は不規則な円型を示し，その翼部は比較的緩傾斜をなし，背斜の中心部では層厚の縮少，向斜の中心部では増大が起つている(第4図)。



第 4 図　カラタウの Uchairy 押し圧型背斜の断面
1 石灰岩　2 泥灰岩　3 粘板岩　4 砂岩

D. S. Kizevalter は，北部カフカウズで，みごとな押し圧型褶曲型を発見している(第5図)。この地域では下部・中部ジュラ系が独立の褶曲群を形成しているのが多くの箇所でみられる。この種の押し圧褶曲は，一層古期の堆積物からなる地塊の垂直転位と関連性がある。



第 5 図　カフカウズの押し圧褶曲群の断面

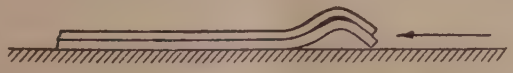
地塊の運動以外に，押し圧機構は，他の型で実現することがある。可移動性物質が岩層累系に貫入すると，多くの場合局所的に“持ち上り”と撓曲が起る。力学的観点からみると，この場合撓曲作用を受ける地層には，典型的な押し圧褶曲が形成されるはずである。この過程の特徴としては，押し圧力が緩慢に働くことがあげられる。この種の形態例は多数みられるが，標式的なものとしては，ある種の岩塩ドームである。さらに鉱液が地層中に絞り出し作用で貫入する場合に形成される褶曲型も，この型に属する(V. N. Pavlinov)。

以上の生成機構およびデータの解析によつて次のことがいえる。すなわち形態的特性(指標)をばらばらにとらないで，総合化すると褶曲型を正しく評価することが可能となる。

撓曲褶曲型

定接線応力作用に基づく褶曲生成方法に関する問題は，現在論議の的である。褶曲構造の生成に関する最初の考え方自体が，この様式に結び付いていた点からみて奇妙な感じがする。この種の問題で出会する困難は，第一には接線応力の地殻上における発生原因が明らかでないことと，他方にはこの力を所要距離(required distance)に伝達しうる岩石がきわめて限られていることである。

接線応力が働く過程には数様式が考えられる。最も単純な過程は，外部から与えられた岩石累層に働く接線応力による場合である。これはよく知られた Willis の様式である(第6図)。



第 6 図　Willis の褶曲様式　ハッチは非移動基体

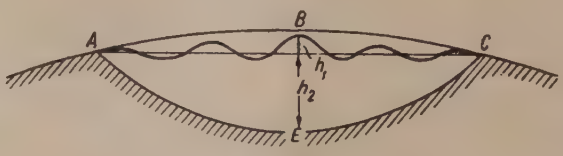
接線応力は地層正面部分(力の加わる面)に働き，そこからは地層を構成する物質の物理的特性で決められる距離を伝わる。この生成様式は単純な場合に限られる。しかし大規模な褶曲構造の形成を解明する場合には，この様式のあてはまる確率はきわめて低い。これは上述の空間問

題が未解決で残されているからで，この型の褶曲型は，ある特殊の条件のもとでのみ起り，その生成様式は特殊の意味をもつているようである。実際上この褶曲型は地層が著しく "張り合い" 擾乱を受ける場合には局所的に現われ，例えば大規模の張力擾乱によつて形成される。この場合地層には小範囲に褶曲群が造成される。類似の現象はまた大規模の火成岩塊が貫入する際にも発達する。この種の褶曲型は重力作用に基づいて，地層が滑動する場合にも可能である。しかしこの種の成因の褶曲型が広範囲にわたつて出現することは困難である。

Willis 様式による褶曲生成現象は，一定面に集中した力が，層状体に働いて形成されることを明らかにしている。さらにこの際には構成物質の結合力を断ち切るために一定の力が働くから，接線応力は作用方向にそつて消滅する。しかし層状体に力が働く一層一般的な方法が考えられる。力はそれが働く全地層の体(容)積にわたつて分散することがありうる。このような力の作用は例えば V. A. Magnitskii, U. A. Kosugin が述べている。

これらの人々の見解によれば，岩層累系全体に分散する接線応力の発生は，地殻に働く垂直運動の特異な変化によつて起るはずである。Magnitskii によれば，沈降運動が沈降地帯を構成する地層の翼弦にまで及ぶ場合には，接線応力が発達し，その応力は全容積にわたつて均等に分布するはずである。この見解は直ちに普及し，沈降運動と関連性のあるあらゆる問題に興味をよんでいる。Magnitskii の見解は，いわゆる "逆隆起 (reversed raise) に出会するほとんどあらゆる場合を通じて" 接線圧縮効果が地層に起るはずであるということになる。

さらにこの問題を詳しく検討してみよう。第 7 図の弧 A, B, C は沈降発生以前の地層の断面を現わしている、直線はこの弧の翼弦である。A, B, C は沈降運動の終期の状態の地層断面を現わす。



第 7 図

h_1: (初期状態) 翼弦までの地層からの最大距離
h_2: 翼弦から沈降運動の終期の地層の位置までの最大距離

Magnitskii, Kosugin はこの過程を数階梯に区分している。

第 1 階梯　沈降が翼弦にいたる h_1 距離の区域に起ると全般圧縮が地層に生じ，それと関連して A, B, C 面の初期分布地層の体積は，A, C 翼弦面にそつて packing 状態となるはずである。このような状態が現われるためには，末端部 (A 点と C 点) で地層の全滑動が起るか，あるいは振動現象が発生するか，いずれかによる。しかし大規模な岩石層には，必要な弾性性質をもつていない点を考慮に入れるならば，地層の滑動を想定することは，実際上不可能である。したがつて確率度の最も高い要因としては，地層の振動が残る。

第 2 階梯　翼弦下部の沈降運動 (距離 h_2) は地層の引張りを伴なう。引張りは地層の体積が A, B, C の大きな範囲を占めるがために発生する。この過程は構成物質の塑性再分布によるか，または張力性擾乱の発生によるか，いずれかによつて形成される。

第 3 階梯　初期沈降地層の全般上昇 (h_2 距離)，すなわち "地体構造様式の逆運動" は地層の圧縮を伴なう。圧縮は上述の考え方によれば地層の振動によるもので，新たな，かつ一層強烈な褶曲形成運動に基づくようである。

第 4 階梯　原位置までの隆起 (h_1 の距離) は新伸長 (引張) 階梯を伴なう。

こゝではこの問題を詳細に論じないが，この種の褶曲形成過程は，例えば第 1 階梯と最後の階梯は，褶曲形成サイクル中に一般に現われない。しかしこの種の過程は実在現象を現わし，撓曲型の考えられうる成長方法の 1 つである。

このような過程を実現化する方法があるであろうか？

実現化する方法はたしかに存在する。例えば岩層に働く非中心性接線応力は，基盤となる地殻の深所（花崗岩質帯）に接線移動が起る場合があげられる。基盤層の運動は物質がさらに深所へ塑性移動を起す場合に現われる確率が大きい。この場合地殻上部の岩層の変形は，深所の運動過程を受動的（passive）に反映するものとみなすべきである。こゝで最も問題となるのは，接線応力が岩層中に伝達する必要性が起らないことである。岩石層は能動基体上を単に滑動し，撓曲作用を受ける。

次にこの種運動過程の重要な特性を検討しよう。Willis によれば岩層にこの種の褶曲が形成される場合には，地層の投影図には第2オーダーの曲線の型が現われる。著者の提案する褶曲形成図式によれば，接線圧応力を受けた岩層の投影図は一層単純な型を示す。

変形後の地層の相対的ダイメション――面積と層厚――は変わらないであろう註1)。両曲形成図式によれば，被褶曲地層が占めていた初期の拡がりには短縮が起るであろう。この場合興味がある点は，Willis 図式によれば，“非充塡空間”の問題があいまいのまゝ残るが，弧状図式によれば，このような問題が全然起らない点である。

きわめて重要なことは，地層が接線圧縮作用を受けると，地層の各部分にさまざまな反応が現われることである。すなわち撓曲地層の凸部の側には伸張現象が現われ，凹部は圧縮を示す。このような差動運動が発生するために1地層は他地層に対して滑動を起し，一方の側には割れ目系が形成されるが，他側には小撓曲系が現われる。類似の現象は，例えば押し圧型褶曲が形成される場合には，原則的として不可能である。

このような過程は岩石，ならびに堆積物に発達する。Willis の図式によれば，この型の褶曲型の生成は，堆積物の下部の岩石が発生する彎曲作用に堪えうる能力を示す場合に可能となる。弧状型についてみると，この種型の褶曲運動が出現する場合には，堆積物の沈積過程と褶曲形成過程とが同時的に起る確率が比較にならないほど大きい。こゝでは押し圧型褶曲型でこの問題について指摘したことがすべてあてはまるようである註2)。

この種褶曲型のダイメションは，押し圧褶曲型で指摘したように，いくらでも大きくなるものではない。ダイメションは変形岩石の物理的性質――いわゆるCompetent――によつて著しく異なるであろう。

変形形態を平面でみれば，一般的には相当一定の形態を常に示す，すなわち線状，ときには楕円状褶曲をなし，その軸は作用力に垂直の方向に配向している。こゝでは形態の単純性は，その生成機構（彎曲機構）自体で決められる，したがつて撓曲褶曲型の特性は，平面では不規則な輪廓を示すような押し圧型褶曲と本質的に異なる。

この型の褶曲の面の傾きはきわめて多様性を示す，軸面の傾きは岩層の圧縮度にまつたく左右されるようである。“緩斜”褶曲の場合には，軸面は急傾斜をなす，“急斜褶曲”の場合には横臥状，ときには転倒形態を示すことがある。

撓曲褶曲構造の特性をみると，Willis の生成様式によれば，非対称不調和性（disharmony）が顕著に現われるはずである，翼弦図式によれば，不調和現象が起るが判然とした型をとらない。これは地層に及ぼされる“翼弦影響”がさまざまであるからである。したがつて翼弦部にある1地層は，撓曲作用を受けるが，他の地層（一層深所に分布する地層）の撓曲度はきわめて低い。

最後に褶曲の分布特性をみてみよう　この種型の褶曲群は，押し圧型と異なつて，褶曲群を構成する単位形態の相関関係に一定の法則性が現われるはずである，各単位褶曲は隣接単位褶

註1）こゝでは沈積・堆積期に沈降帯または上昇帯の振動（上・下）運動で起るような地層の層厚変化は考慮に入れない。

註2）この種の考え方からみると，堆積物の沈積過程と同時的に褶曲が緩慢に成長するというShatskii の見解が特に重要な意味をおびる。

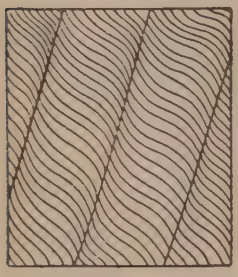
曲に相互作用を及ぼすから，“自形”（idiomorphic）形態は原則的に不可能である。一定の褶曲群の範囲内では，その軸の走向が一致する傾向が認められる。きわめて重要な現象は翼弦様式によれば，褶曲の分布状態が垂直運動を受ける地帯の輪郭によつて左右されることである。平面では引き延ばされたような状態を示す褶曲帯内には全地帯の走向方向に配向する線状撓曲褶曲が主として形成されるはずである。褶曲帯が円形状輪郭を示す場合には線状，楕円形状褶曲が褶曲帯内部に形成される　この場合には明確な配向状態が認められない。すなわち単位（褶曲）形態の混合配向型が可能となる。

撓曲褶曲の大部分は地向斜地域で出会うことが考えられる。これはこの種の地域では，岩層に及ぼす接線圧縮応力効果が確保される条件がつくられるからである。しかし地向斜褶曲を撓曲型に区分することは，こんにちに至るまで行われていない。

中央アジアのカラタウでの地質調査結果によれば，上部デボン系に発達している線状褶曲および，短軸形態の褶曲は撓曲運動の産物である（第8図）。

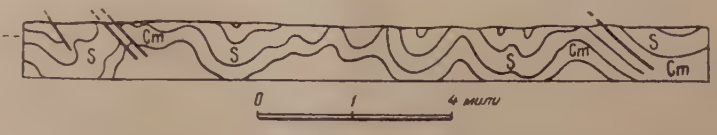
第8図　カラタウの Mirgalimsai の背斜帯の撓曲褶曲群

この種褶曲群の多くは向斜褶曲をなし，“押し圧”過程の産物でない。ときには背斜構造のドーム状部分では最大塑性地層の層厚が増す場合がある。このような傾向も押し圧機構では起らない。さらに多くの場合，褶曲構造の翼部の地層に相対的滑面の跡が認められる。このような現象は縦彎曲（longitudinal bend），すなわち撓曲の場合にのみ起りうる現象である。第9図には背斜構造の1翼部の状態が示してある。石灰層には細い劈開性（cleavage fissure）割れ目が発達し，その割れ目は接触部附近では規則的に方向を変えて，いわゆるS字状劈開性割れ目を形成する。このような割れ目の方向の“曲り”回転は偶力のみが働く場合に起る。



第　9　図

類似の褶曲型は全地向斜地域においても多数認められる。この種褶曲型はドンバス，ウラル，アパラキヤ（Willis 第10図）にみられる。Plate-forme 地域においても，この型の褶曲が存在する確率がきわめて高い。しかしその分布は例えば V. A. Magnitskii が考えているほどには広くない



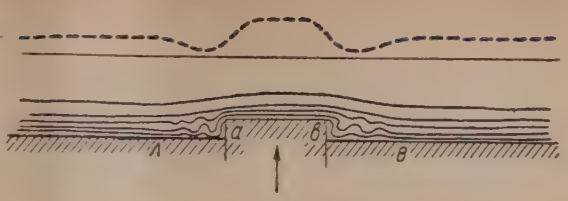
第　10　図

が，Plate-forme 地域の鐘状褶曲 cupolalike-fold が深部で消滅（堆積物の発達範囲）している場合には，翼弦褶曲図式の立場からその発生を検討すべきである。

流動褶曲

岩層を構成する物質の流動現象は，一定の深所で発生する全面圧差の産物としてしばしば生じる。このような圧差は，岩層の重さの差異と関連して発生することが考えられる。例えば岩石学的に不均一の場合には，岩層の一部構員は他の部分よりも若干重いはずである。したがつて，圧力差の作用下で，変形を始めるような岩石が存在する際には，流動褶曲の形成が可能となる。類似の流動過程は，層状地塊に働く重力の接線成分（水底下の滑動現象にしばしばみ

られる　の作用の産物に発達するようである。



第　11　図

圧力差は層状累系の垂直移動によつて不可避的に発生する。すなわち圧力差は押し圧型褶曲が形成されるときに特に起るようである。押し圧型褶曲の成長過程では層状累系の重量の再分布現象が当然起るはずである。このような現象は垂直応力が働く地域が，その作用を蒙る地層の面積と比較して，常に小さなことと関連性がある（第11図）。そのために力が働く面積（A.B）には過剰圧が発生し，その大きさは側方から移動運動に巻き込まれるような地層の全部分の重量と力の働く面（断）積との比に相当している。この過剰圧は垂直運動に関与する地層の厚さに正比例し，力の働く断面積に逆比例することが確認されている。一定の相関関係を示す場合には上述の圧力の絶対値の大きさは，異常に大きくなることを強調しておく。このようにして　そのうえに　圧力の大きさは深度によつて　完全に　予め決定されない。すなわち力が働く面積が小さい場合には，岩石の厚さが比較的薄いときでも，その圧力が垂直圧を遙かに上廻るからである（単位岩石柱の層厚とその比重との積に等しい圧）。

この過程できわめて重要なことは圧力の大きさが一地域（ab）では増大し，他の地域（Aa と bB）では比較的弱くなることである。この過程では全層状累系の総重量は変らないから，このような現象は当然考えられる。この種現象は結論として重量の再分布過程によつてのみ起るものである。

多くの場合層状累系の内部に発生する力の大きさは，その絶対値によれば，各地層――層序を構成する――の薄化圧砕に充分である。各地層が塑性状態に移行すると変形が始まる。すなわち高圧地域から比較的低圧地域へ流動する。異方体媒質の場合には層状物質の流動速度は，平断面においても，また垂直断面においても，当然異なつてくるから，流動方向に歪みが起り，褶曲が発生する。

しかし塑性状態で移動する地層の部分の移動跡は，きわめて複雑である。移動跡は水平成分とともに垂直成分を有し，その成分間の相互関係は著しく変動する。速度差をもつ各地層部分は，パイプのなかを移動する粒子に類似している。

さらに流動状態の移動過程は，高全面圧の存在によつて起り，この場合には圧縮環境のみが形成される。もちろん地層の変形は幾何学的意味においてきわめて多様な特性を示す。外見上では地層の層厚の肥大を必然的に伴なうので，地層はあたかも展張するような状態を示して縮少する。この場合にも“空間問題”は層間変化によつて変形の生成――褶曲――が起るので問題とならない。

すでに指摘したように，流動型の褶曲形成過程は，地表面から一定の深度において発生するはずである。したがつて褶曲が形成される岩石の岩相変化の影響はまつたく起こらないはずである。例外は重力成分の影響の下で発生する流動型の褶曲である。しかし流動過程が小規模の場合には単位形態の範囲内にある地層の岩相変化はとうてい考えられない。

この種過程できわめて重要な問題は層状体の層構成の変化問題である。多くの場合剥離のように流動過程は，初成層構成の完全な再構成を誘起し，新しい特性が岩石組成に出現する。このような流動過程が最も顕著に行われる箇所は地下深所であつて，そこでは岩石の著しい変成作用が行われるはずである。この種特徴は多くの場合先行褶曲とこの種の褶曲構造とを区分する基準となつている註3）。

このような方法で流動して形成された褶曲の規模は，比較的きわめて小さい。例えば押し圧型

註3　Mikhailov はこの特徴を強調し，対比の基本の分類の基礎としている。

構造の形成と関連性のある流動褶曲型では地層の展伸度，幅および振幅（褶曲運動）は押し圧運動の規模によつて明らかに決められる。

褶曲の輪郭は 2 先行型と異なり，その構成が制約される。すなわち流動過程においては，岩層変形がそれ自体奇妙な形態をとることが可能である。

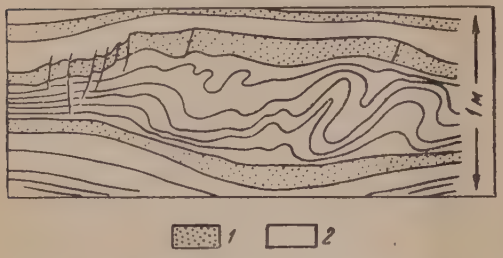
この型の褶曲では軸面（褶曲）が傾いているのが特徴となつている。褶曲型中では普通の（軸面 配向形態をとる場合にも，その大部分は傾き，横臥状形態となり，ときには転倒型となつている。流動褶曲型の軸面の傾き度は岩層の流動速度勾配によつて左右される。速度勾配が大きくなれば，岩層臨界移動速度を上廻り，生成褶曲の軸面の傾きが大きくなる。

したがつて次のような結果が求められる，すなわち前述の 2 褶曲型を比較すると，流動褶曲型は常に著しい不調和相を示す。実際上流動過程は岩層が圧力によつて塑性状態に移行する部分（岩層）にだけ発達する，したがつて流動褶曲はこのような地層の断面部分にだけ集中局在し，他の部分では全然みられない。

次に平面上における流動褶曲型の分布特性をみると，各褶曲群の発達する範囲内では単位褶曲型の配向状態は厳密にいつて一定するはずである，こゝでは褶曲の自形型の成立はすでに不可能となる。褶曲軸は力の場の等ポテンシャル面の出現方向に従うであろう，したがつて各褶曲群の軸面の走向は相互に定平行方向を示す。

天然においてはどのような流動褶曲が知られているか？

この種の褶曲型が広域に分布している地域は，古期結晶片岩および変成岩地帯である。この種褶曲型のよい実例はカレリヤ地峡地帯にみられる。フリッシュ・ハロケン性地層等のように高塑性の薄層の互層からなる地帯では，多くの小褶曲が認められる。

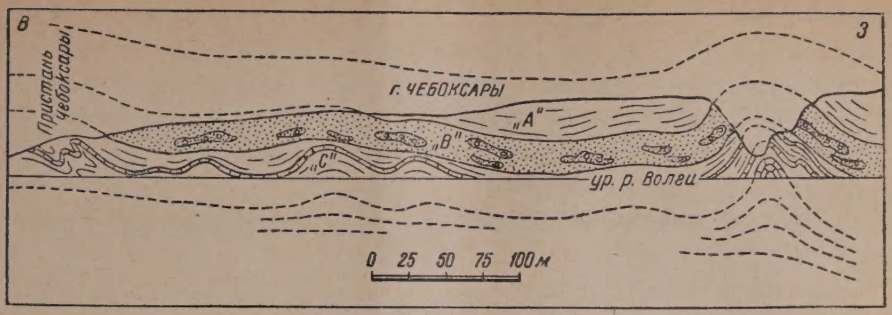


第 12 図 粘板岩層中における流動構造
1 砂岩 2 粘板岩

ニュージーランドの海岸地帯にも，強度の不調和性褶曲型（第 13 図）が認められる。このような褶曲型は全面圧の印荷圧差によつて生じる流動運動以外には，説明できないようである。

Plate-forme 地域では多くの場合，流動褶曲型が発達する，この種の型には地質年代の異なる地層——見掛上は巨大なドーム構造の成長による——に発生する小不調和性変形が入れられる，このような例としてはタータル階の帯赤色地層があげられる，さらに岩塩鉱床の発達地域にみられる diapir 現象も，この型（流動褶曲）の好例である。

第 13 図 ニュージーランドの海岸地層の層序に現われている著しい不調和性曲例



第14図　ダータル階の帯赤色地層

核部には複雑な流動褶曲が出現している。周辺岩層には押し圧型背斜構造が形成されている。

第　15　図

結　論

それぞれの褶曲型を具体的な場合について確認するのには，形態的指標の集まりを利用することが必要である。

表(印刷省略)は野外研究に役立てるために，褶曲の成因型の比較があげられている。

この表をみれば単位背斜褶曲を形成する地層の層厚変化の特性については，次のような現象が認められる。押し圧型の褶曲をしている地層では，そのドーム状部分では地層の薄化が常にみられるが，撓曲型褶曲では層厚の変化が認められない。流動型褶曲では複雑な，かつ急激な変化を示すが，その凹部では，しばしば厚化が起つている。

単位褶曲構造を形成する地層の岩相変化は，押し圧型褶曲型の主要な特徴となつているが，撓曲型褶曲型でも可能である。この特性は流動褶曲型と著しく異なつている点である。流動褶曲型の発達地域では，地層構成の同時成変化が起らないが，顕著な構造の再排列が特色となつている。

最も重要な指標は，平面における単位褶曲形態の輪廓である。押し圧型褶曲型では，円形態または不規則な楕円形態である。撓曲型褶曲，特に流動褶曲型は，反対に線状形態となるはずである。

次に重要な指標は流動褶曲型の横断面の形態とその軸面の配向状態である。流動型褶曲では，すでに指摘したように，構造の構成は空間における配向(地層)状態に好ましいような形態となるはずである。

褶曲の重要な決定指標はその不調和の度合である。任意の褶曲構造においては個々の褶曲生成層の彎曲間に若干の不調和現象が認められる。押し圧型褶曲にあつては，この種の不調和は，あまり大きくない。反対に撓曲褶曲型にあつては不調和はきわめて特徴的な指標となつている。流動褶曲型にあつては一般的にはこの種の不調和現象は起りえない。この場合には不調和度には限界がある。すなわち褶曲の生成機構の特性に従つて，褶曲運動は一定地層にだけ発達し，他の地層では跡形もなく消滅するからである。

最後に，すでに単位形態でなく褶曲群の特色となつている指標は，型の同定にとつて重要である。若干の押し圧型褶曲型の相互分布状態をみると，その大部分は規則性が認められない(平面では褶曲型は不規則に配向している)ようである。反対に撓曲型褶曲にあつては，単位褶曲間に相互に制御作用が機械的に働くから，一定の配列状態を示す。相互分布の密接な結び付きは，流動褶曲型で当然起るはずである。

前掲の表を解析すると次のような興味のある事実が認められる。すなわち最も明確な形態を

とるものは，最初の押し圧型褶曲型であつて，ほとんどあらゆる外部指標が，他の2型の相当指標と本質的に異なつている。反対に1，2型間の差異はそれほど顕著でない。他の場合は褶曲の跡がかき消され，それを識別するのが困難となつている。このような状態は研究者の大多数――そのなかには筆者自身も含む――が地殻の褶曲構造を3型でなく，2成因褶曲型に区分していた原因の1つである。この2型の混同が起り，そのために褶曲型としてはほとんどあらゆる場合を通じて，1型がとりあげられた。

こゝで提唱された褶曲分類の成因型は絶対的なものであつて，他の分類規準を利用する余地がないであろうか？

もちろん利用すべきである。

野外では Plate-forme. Geosyncline および中間地帯に形成される地体構造のいずれかが問題となるかを注目する必要があるから，それぞれの地体構造地域における褶曲構造の配向差を考慮に入れて，このような分類規準をあてはめることが望ましい。

もちろん地形学的分類のあらゆる方法を利用することが必要である。特に横断面および縦断面における褶曲の形態，軸面の傾きを知ることが必要である。

最後に次の点に留意しておく必要がある。すなわち成因が異なる褶曲型の相互発生が明らかになつている。例えば押し圧型褶曲型は，しばしば流動褶曲型の出現を誘起する。しかし地下深所では反対の現象，すなわち物質(構成)の流動が局部的に地殻の上昇と沈降とを導く潜在能力を起すようである(押し圧型褶曲の形成)。このような現象と撓曲褶曲型とは密接な関連性をもつている。

平面上における褶曲型の分布特性を考慮に入れた原則は，確立されていない。したがつてこれを分類の基礎におけば，成因型褶曲型の正しい判断に達することができる。

地質調査所月報　第9巻 第11号　目　次

報　　文

鳥取・岡山県境人形峠県道切取りに発見されたウラン鉱床について
福島県高ノ倉鉱山放射能予察調査報告
鹿児島県高隈山地鉱床調査報告
足尾南方の沢入花崗閃緑岩の性質の概略
北海道滝川地区地震探査報告
北海道苫小牧市附近天然ガス予察調査報告

概　　報

九州北部筑後川水系発電用堰堤予定地地質調査報告
鹿児島県鹿屋銅山概査報告
広島県仏通寺ペグマタイト調査報告
山口県玖珂地区放射能強度概査報告
千葉県九十九里浜海浜および海底砂鉄調査報告
島根県里沢地区物理探鉱調査報告

資　　料

成分の活性化と後火成作用過程下の溶液の酸性度および反応の逐次性との相関関係について

地質調査所への連絡は

本　　所	神奈川県川崎市久本町（溝の口）135番地　電話 (70) 1146～1148番 (72) 4291～4293番
東京分室	東京都新宿区河田町8番地　電話 (34) 7131～8番
北海道支所	北海道札幌市南1条西18丁目　電話（3）5574番
仙台駐在員事務所	仙台市柳町通り28番地（仙台通産局内）電話（3）2306番
名古屋駐在員事務所	名古屋市東区長塀町（名古屋通産局内）電話（4）6416番
大阪駐在員事務所	大阪市大淀区大仁西2丁目（大阪工業技術試験所内）電話 (45) 7019番
広島駐在員事務所	広島市基町1番地（広島通産局内）電話　中（2）1945番
四国駐在員事務所	高松市六番町1の2（四国通産局内）電話 高松 5681番
福岡駐在員事務所	福岡市北浜町2丁目19番地（通産省福岡合同庁舎内）電話 西局（2）6743番

昭和33年10月25日　印　刷
昭和33年10月30日　発　行

著作権所有　工業技術院地質調査所

印刷者　向　喜久雄
東京都品川区上大崎3の300
印刷所　一ツ橋印刷株式会社
東京都品川区上大崎3の300

U. D. C. 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Katsu Kaneko, Director

Vol. 9 OCTOBER 1958 No. 10

CONTENTS

M. Ueno: On the Wollastonite Deposits in Horado District, Gifu Prefecture 1
Y. Sekine: Wollastonite Ores in the Pyrometasomatic Copper-Tungsten Deposits at the Yamato Mine, Yamaguchi Prefecture 11
H. Inoue & K. Doi: On the Wollastonite Deposits of Kōge Island, Ehime Prefecture 25
H. Takahashi: On the Wollastonite Deposits of Saidōsho District, Fukuoka Prefecture 35
H. Horiuchi: Wollastonite Occurred in Ryūhō District, Kumamoto Prefecture 45
Y. Ishiwada, S. Satō & T. Makino: Preliminary Study on the Coal Field Gas in the Middle Part of the Jōban Coal Field 47

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan

地 質 調 月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 9. No. 10, 1958